



Contribution à la géologie de la formation de Kerman (Paléocène) Iran central : étude sédimentologique et paléogéographique.

Faramarz Rahimzadeh

► To cite this version:

Faramarz Rahimzadeh. Contribution à la géologie de la formation de Kerman (Paléocène) Iran central : étude sédimentologique et paléogéographique.. Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1983. Français. NNT: . tel-00576529

HAL Id: tel-00576529

<https://theses.hal.science/tel-00576529>

Submitted on 14 Mar 2011

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

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



RAHIMZADEH(F.)

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

Ex. n° 1

THÈSE DE DOCTORAT DE SPÉCIALITÉ

SPÉCIALITÉ : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

OPTION : SÉDIMENTOLOGIE

5 DEC. 1983

par

FARAMARZ RAHIMZADEH

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

SUJET

Contribution à la géologie de la formation de Kerman (Paléocène) Iran central Etude sédimentologique et paléogéographique

2

Soutenue le 29 novembre 1983 devant la Commission d'Examen

MM. R. MICHEL	Professeur à l'U.S.M.G. de Grenoble	Président
J. PERRIAUX	Professeur à l'U.S.M.G. de Grenoble	Rapporteur
A. VATAN	Professeur honoraire à l'Institut Français du Pétrole	Examineur
J.P. USELLE	Maître-Assistant à l'U.S.M.G. de Grenoble	Examineur

01 SEP. 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

THÈSE DE DOCTORAT DE SPÉCIALITÉ

SPÉCIALITÉ : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

OPTION : SÉDIMENTOLOGIE

5 DEC. 1983

par

FARAMARZ RAHIMZADEH

SUJET

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

Contribution à la géologie de la formation de Kerman (Paléocène) Iran central Etude sédimentologique et paléogéographique

2

Soutenue le 29 novembre 1983 devant la Commission d'Examen

MM. R. MICHEL	Professeur à l'U.S.M.G. de Grenoble	Président
J. PERRIAUX	Professeur à l'U.S.M.G. de Grenoble	Rapporteur
A. VATAN	Professeur honoraire à l'Institut Français du Pétrole	Examineur
J.P. USELLE	Maître-Assistant à l'U.S.M.G. de Grenoble	Examineur

10073017

C'est avec un grand plaisir que je dédie ce mémoire

à ma Femme,

à mes Parents,

à mon maître J. PERRIAUX,

à mes amis (es)

ERRATA

Page	Ligne	Lire	Au lieu de
12	14	sableux	sableaux
87	37	de la silice	du silice
91	23	des amas	des mas
103	19	ferrugineux	férogineux
120	30	ferromagnésien	ferromagnésiens
122	9	fraction	fracturation
127	24	secodary red bed	scondary red bed
130	11	cimentation	cementation
133	22	ferromagnésiens	ferromagnésiens

AVANT PROPOS

La réalisation de ce mémoire s'est faite avec la contribution de différentes personnalités qui m'ont apporté leurs aides scientifiques, matérielles et morales. Je voudrai, très sincèrement, leur dire merci, bien que ce mot ne soit pas assez fort pour exprimer leur gentillesse, leur patience et leur compréhension à mon égard.

Cette étude a été effectuée grâce à la collaboration scientifique et technique de notre Service Géologique d'Iran et de l'Institut Dolomieu de Grenoble.

L'aide nécessaire pour les travaux sur terrain a été fournie par le Service Géologique d'Iran. Je tiens à lui exprimer toute ma gratitude. J'exprime ma reconnaissance au Gouvernement Français, et essentiellement au Centre Régional des Oeuvres Universitaires, lequel m'a donné les moyens nécessaires pour séjourner à Grenoble.

Je voudrais exprimer toute ma gratitude et mes remerciements particuliers à Monsieur le Professeur PERRIAUX, qui m'a accepté dans son équipe de sédimentologie, m'a apporté sur le terrain sa grande expérience sédimentologique. Il a poursuivi avec un grand intérêt l'avancement de mes travaux de recherche, et avec patience exceptionnelle, il m'a aidé pour rédiger ce mémoire. Je n'oublierai jamais son accueil chaleureux et son attention familiale.

Je dois remercier sincèrement, Monsieur le Professeur R. MICHEL pour l'honneur qu'il me fait en acceptant d'être le Président de ce Jury.

J'exprime l'expression de ma profonde gratitude à Monsieur le Professeur A. VATAN qui a accepté d'être parmi les membres de mon Jury, et à Monsieur J.P. USELLE pour les aides et les conseils nécessaires qu'il m'a donnés pendant toute la durée de mes travaux de Laboratoire.

Je voudrais remercier tout le personnel technique de l'Institut Dolomieu de Grenoble, et en particulier Monsieur J.P. REVOL pour ses aides au Laboratoire de Sédimentologie, Melle A. MERLIN pour la frappe de ce mémoire.

Mes remerciements vont également à Monsieur J. APPRAHAMIAN pour m'avoir aidé à interpréter les diffractogrammes de R.X., à Monsieur J. GIRAULT pour l'observation microscopique des minéraux lourds, à Madame A. ARNAUD et Monsieur J.L. PAIRIS, qui ont bien examiné mes échantillons paléontologiques.

Je voudrais aussi remercier tous mes collègues du Service Géologique d'Iran, ainsi que tous mes amis à l'Institut Dolomieu pour l'aide nécessaire qu'ils m'ont apportée.

Enfin, je remercie vivement et sincèrement tous les miens, et en particulier ma femme qui m'a aidé énergiquement et m'a apporté la chaleur dont j'avais besoin.

RESUME

La formation de Kerman est entièrement détritique et synorogénétique, d'âge paléocène à éocène inférieur. Nous y distinguons deux subdivisions :

- Formation de Kerman inférieure : grès carbonatés à matrice très abondante (WACKÉ) ;
- Formation de Kerman supérieure, conglomératique grossière.

La sédimentologie a permis de reconstituer l'histoire spatio-temporelle de cette formation :

La phase orogénique laramienne a provoqué le soulèvement et le plissement de la zone distributrice marquée par l'abondance des formations sédimentaires ; les calcaires d'âge crétacé y jouent le rôle le plus important en fournissant l'essentiel des galets, tandis que des formations gréseuses préexistantes ont fourni les fractions fines de l'ensemble de cette formation (matrice des conglomérats et grès).

A partir de leur province d'origine dont la localisation est précisée, les sédiments sont transportés par des appareils fluviaux d'abord de faible énergie (formation de Kerman inférieure) puis de haute énergie (formation de Kerman supérieure) vers des bassins continentaux séparés.

Le dépôt s'est effectué en milieu alcalin, à lessivage restreint ou confiné, sous un climat aride.

Mots clés : Iran, Iran central, formation de Kerman, chaîne Tabas - Kerman, Kuh-e-Sejedi, Kuh-e-Darmanou, Kuh-e-Khageh, Kuh-e-Darbi, Kuh-e-Sekonge, évolution séquentielle, molasse, sédimentologie, exoscopie, paléogéographie, laramienne, paléoclimat, rubéfaction, paléocène, éocène inférieur.

ABSTRACT

The Kerman formation is composed entirely of detrital and synorogenic deposits of Paleocene to lower Eocene age. The formation may be subdivided into two parts.

- The lower Kerman formation: calcareous sandstones with a very abundant matrix (WACKE).

- The upper Kerman formation: coarse conglomerate.

Paleogeographical reconstitution of the area studied is based on a sedimentological approach.

The laramian orogenic phase which was accompanied by folding and uplifting in the source region, is marked by an abundance of sedimentary formations, in which the Cretaceous limestones have been most important source of the pebbles, while the sandy formation provided fine fractions for the whole of the Kerman formation (the conglomerate matrix and the sandstones).

From the source regions which have been located precisely, erosion productions have been carried away by the fluviatile systems, at first low energy (the lower Kerman formation), then high energy (the upper Kerman formation) to the separate intracontinental basins.

Sedimentation took place in arid climate and an alkaline environment leading to restricted leaching.

KEY-WORDS:

Iran, Central Iran, Kerman formation, Tabas-Kerman range, Kuh-e-sejedi, Kuh-e-Khageh, Kuh-e-Darbic, Kuh-e-sekonge, sequential evolution, molasse, sedimentology, exoscopy, paleogeography, laramian, paleoclimate, rubefaction, Paleocene, lower Eocene, Kuh-e-Darmanou.

CHAPITRE PREMIER

I - INTRODUCTION

- I - 1. Cadre géographique.
- I - 2. Cadre géologique et travaux antérieurs.
- I - 3. Buts de l'étude.

I - INTRODUCTION

I - 1. CADRE GEOGRAPHIQUE

Notre secteur d'étude est situé dans la partie sud orientale de l'Iran, à l'extrémité méridionale de la chaîne Tabas-Kerman de direction nord-sud. Cette région est située entre 57° et 57°30' de longitude Est et entre 30° et 30°38' de latitude nord (fig. 1) à proximité de la ville Kerman. Les affleurements sont répartis en cinq zones (fig. 2) dont quatre (A,B,C et D) se trouvent au nord de Kerman et une (E) au sud à 5 km sud-est de Mahan.

Emplacement des zones étudiées :

Zone		Altitude
A	KUH-E-SEJEDI	2030 m
B	KUH-E-DARMANOU	3300 m
C	KUH-E-KHAGEH	2450 m
D	KUH-E-DARBIC	3500 m
E	KUH-E-SEKONGE	2370 m.

L'altitude de la plaine de Kerman est de 1700 m et la hauteur moyenne des précipitations est de 170 mm dont 80 % de décembre à mai. La période sèche s'étend de juin à septembre. La température moyenne annuelle est de 16° (FOROUGH, 1976), caractéristique d'un climat aride (TRICART, 1965, p. 154).

I - 2. CADRE GEOLOGIQUE ET TRAVAUX ANTERIEURS

Notre région se trouve en bordure occidentale de la zone du Lut, dans la zone orientale de l'Iran central (fig. 1) qui se présente sous forme d'un triangle situé entre les chaînes de l'Alborz au nord, de l'Azarbaijan au nord ouest, du Zagross au sud et de l'Iran oriental à l'Est.

La formation de Kerman qui est plus particulièrement notre domaine d'étude est située au coeur d'une région essentiellement constituée par des roches sédimentaires d'âge précambrien à quaternaire, avec une extension particulière du mésozoïque. Les roches volcaniques et intrusives y sont rares et nous ne les avons trouvées que dans les formations d'âge précambrien et, exceptionnellement d'âge tertiaire (HUCKRIEDE, 1962). La formation de Kerman est bien développée en Iran central ; les auteurs lui attribuent un âge allant du Crétacé Supérieur à l'Eocène inférieur. Dans certaines régions, cette formation est comparable à la formation de Fajan (chaîne d'Alborz). Les travaux antérieurs ont été effectués essentiellement dans le cadre de la cartographie géologique générale de l'Iran à l'échelle du 1/250 000.

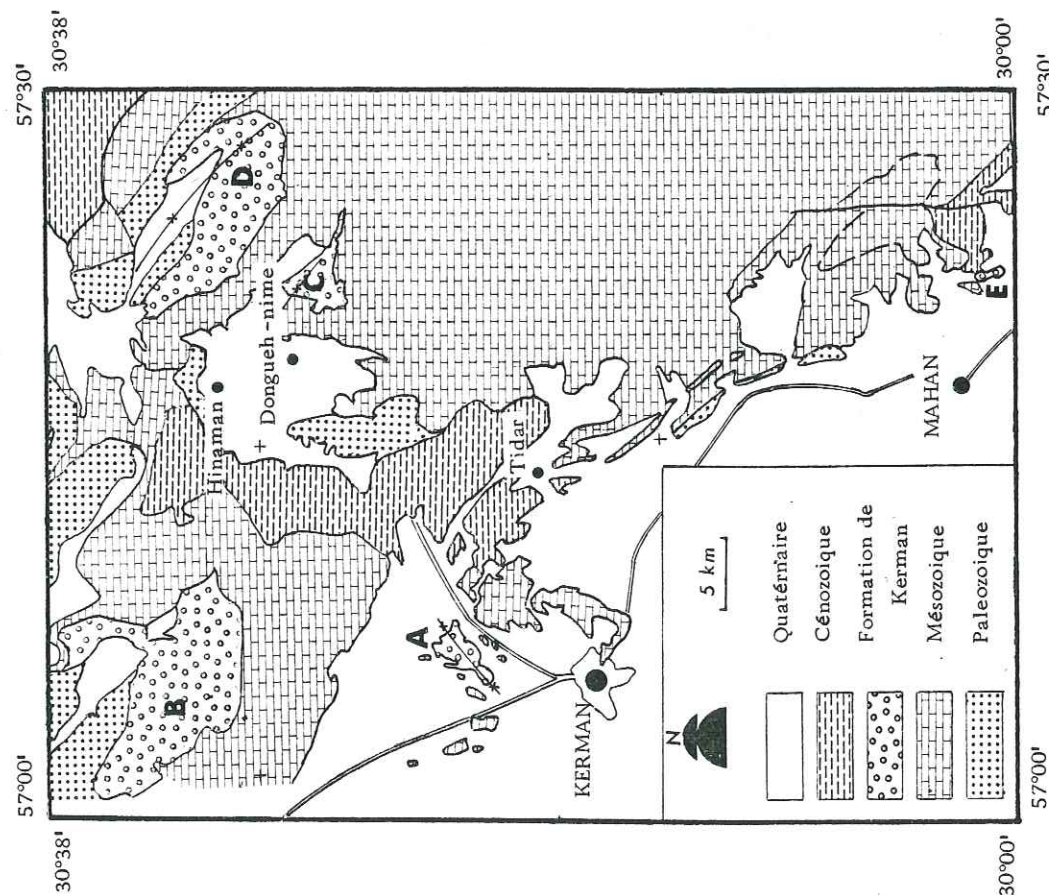


Fig. 2- Position géologique générale des zones étudiées (A, B, C, D, E) en SW de la quadrangle de Kerman

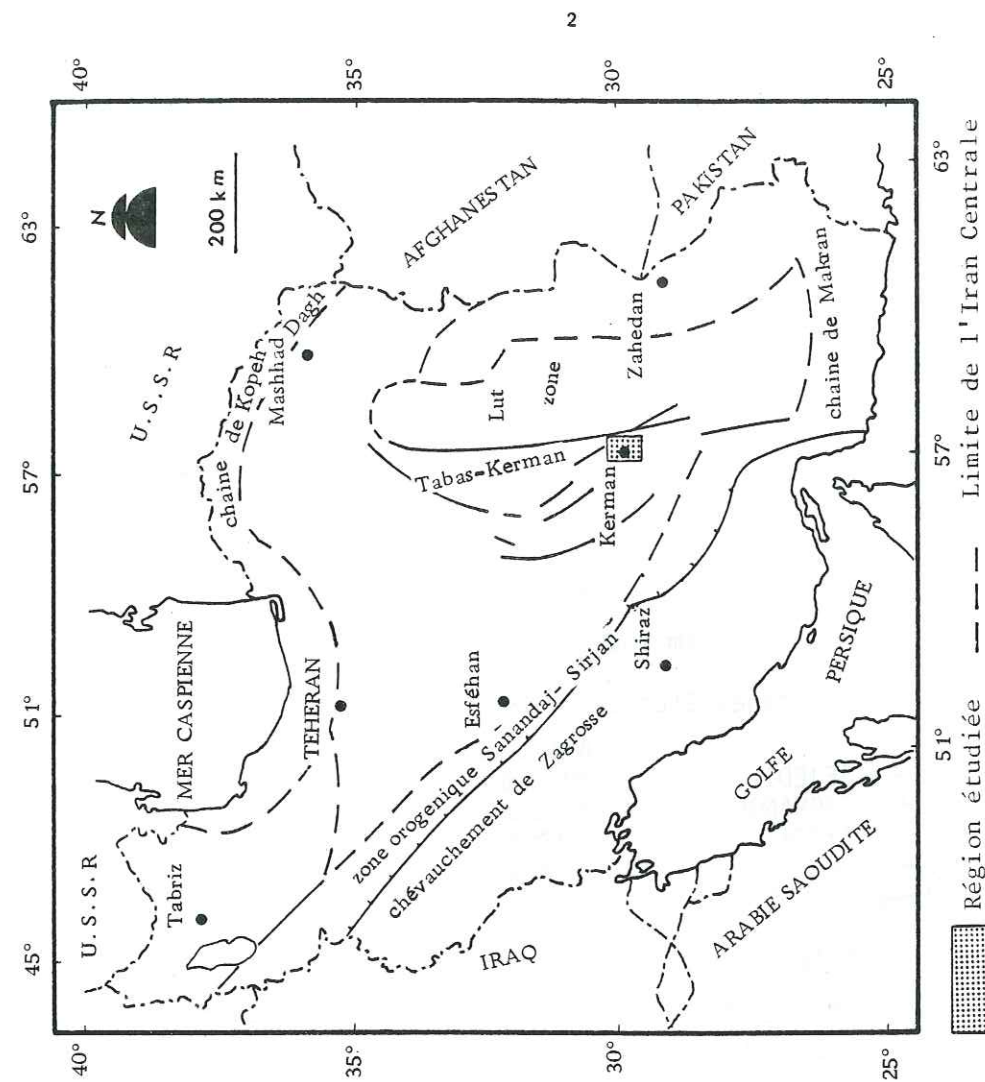


Fig. 1- Présentation géographique et géologique de la région dont nous avons étudié la formation de Kerman, issue de la classification tectonique de M.H. Nabavi (1976) et sismotectonique de M. Berberian (1976).

R. HUCKRIEDE (1962) appelle "Kerman conglomérat" tous les dépôts conglomératiques qui se trouvent dans la région de Kerman en leur proposant un âge Crétacé supérieur. Sa carte géologique a couvert la partie occidentale de notre région dont les zones A et B.

F. RAHIM ZADEH et M. SAHANDI, dans le but de réaliser la carte géologique de la région de Kerman (en cours de publication par le S.G.I.) ont découvert d'autres zones conglomératiques (C, D et E) avec ou sans passage transitionnel entre le conglomérat et les sédiments sous jacents et les ont attribués à la formation de Kerman. La formation de Kerman a été évoquée dans plusieurs rapports du S.G.I. (Geology of Kerman region 1973, Geology of the Shirgesht area, 1968, etc...).

I - 3. BUTS DE L'ETUDE

Comme nous avons indiqué dans le paragraphe précédent, le problème de la différenciation de la formation de Kerman avec d'autres dépôts analogues et celui de l'âge de cette formation étant restés sans réponse constituent l'objet principal de cette étude. C'est pourquoi nous avons entrepris l'étude sédimentologique précise des cinq zones A, B, C, D et E, que nous présentons de la manière suivante :

- Etude stratigraphique et analyse séquentielle ;
- Etude de l'agent dépôt final ;
- Recherche de l'agent de transport ;
- Recherche de la direction et du sens des transports ;
- Nature et localisation du continent d'origine ;
- Histoire générale de la formation de Kerman.

CHAPITRE DEUXIEME

STRATIGRAPHIE ET ANALYSE SEQUENTIELLE

DE LA FORMATION DE KERMAN

1. Stratigraphie de la formation de Kerman.
 - Place de la formation de Kerman dans l'ensemble stratigraphique régional.
2. Analyse séquentielle de la formation de Kerman.
 - Méthode.
 - Définition des termes utilisés.
 - Evolution séquentielle des diverses zones.
 - Analyse stratonomique et comparaison des zones entre elles.
3. Conclusion à l'étude stratigraphique et à l'analyse séquentielle de la formation de Kerman.

LEGENDE GENERALE DES COUPES D'ANALYSES SEQUENTIELLES

- A. Epaisseur en mètres
- B. Lithologie
- C. Lieu de stations
- D. Analyse séquentielle :
1. Conglomérat très grossier (100-500 mm);
 2. Conglomérat grossier (50-100 mm);
 3. Conglomérat fin et moyen (2-50 mm);
 4. Grès;
 5. Silt;
 6. Argile;
 7. Calcaire.
- E. Induration :
1. Les grains s'isolent à sec ;
 2. Les grains se détachent à l'ongle ;
 3. Les grains se détachent au couteau ;
 4. Les grains adhèrent.
- F. Couleur :
- 1. Gris ;
 - 2. Rose ;
 - 3. Rose foncé ;
 - 4. Brun clair ;
 - 5. Brun ;
 - + 6. Rouge brique.
- G. Carbonatimétrie :  Totale  Partielle
- 0
100
- H. Figures sédimentaires :
- lentille
 - diastem
 - grano-classement normal
 - flute caste
 - stratification entrecroisée
 - orientation moyenne des galets
 - inclinaison moyenne
 - ripple mark
 - terriers de fouisseur
- 
- Lieu d'analyses :
- C : Comptage pétrographique ;
 - L : Linéaire granulométrie ;
 - M : Morphométrie ;
 - A : Analyse séquentielle.
- I. Echantillon.

I - STRATIGRAPHIE DE LA FORMATION DE KERMAN

I - 1. PLACE DE LA FORMATION DE KERMAN DANS L'ENSEMBLE STRATIGRAPHIQUE REGIONAL

Dans la région de Kerman, le Crétacé débute par un horizon clastique (sable-conglomérat) rouge, il se poursuit par des roches carbonatées massives, riches en orbitolines au Crétacé inférieur, en rudistes et en micro-faunes au Crétacé supérieur. Celui-ci s'achève par les calcaires gris marneux, siltstones, grès, marnes gris verdâtre à vert clair et calcaires gréseux à huitres (zones B et C) qui sont surmontés par grès et siltstones brun rouge de la base de la formation de Kerman. Les auteurs ont observé que la formation de Kerman repose de deux manières différentes sur les sédiments sous-jacents : soit par un contact concordant et progressif avec les sédiments du Crétacé supérieur ; soit par un contact discordant sur les diverses formations depuis le Crétacé jusqu'au paléozoïque (Geology of the Shotori range, 1965 ; Geology of the Shirgesht area, 1968 ; Geology of Kerman region, 1973 et Huckriede, 1962).

Au dessus de la formation de Kerman, la formation sus-jacente n'a été observée qu'en quelques endroits : elle consiste en des roches volcaniques d'âge tertiaire déposées en concordance (Geology of Shotori range, 1965, Huckriede, 1962).

L'épaisseur de la formation de Kerman observée est très variable : de quelques dizaines de mètres (Geology of Shotori range, 1965) à plus de 400 mètres (Geology of Kerman région, 1973).

L'âge proposé pour cette formation varie selon les auteurs, du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur.

Dans notre secteur d'étude, les sédiments gris-verdâtres à vert clair du Crétacé supérieur passent progressivement et en concordance aux dépôts rougeâtres sableux, sablo-graveleux (sauf la zone E) et conglomératiques de la formation de Kerman (fig. 3) (conglomérat de Kerman, stratigraphic lexicon of Iran, 1971). L'étude lithologique nous permet de distinguer deux subdivisions :

a) Formation de Kerman inférieure : alternance de couches gréseuses, moyennes et fines brunes, roses à ciment calcaire et de couches silteuses rouge brique ; les grès deviennent progressivement graveleux vers le sommet .

b) Formation de Kerman supérieure : conglomérat induré, grossier à galets de 10 à plus de 400 mm.

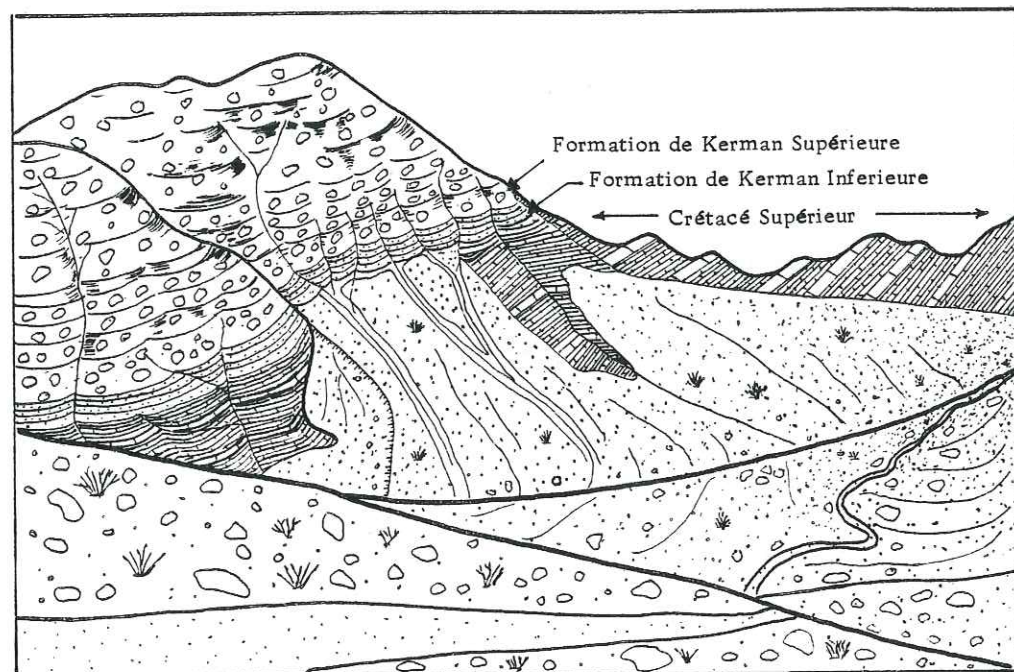


Fig. 3-Vue panoramique de la zone C.

L'évolution sédimentaire du Crétacé supérieur au sommet de la formation de Kerman, présente une séquence mégascopique négative.

Toutes les coupes qui sont décrites ci-après débutent au Crétacé supérieur.

I - 2. ZONE A (Kuh-e-Sejedi)

L'épaisseur totale de la formation de Kerman est ici de 222 mètres. La partie inférieure est très mince (environ 10 m), concordante sur les sédiments du crétacé supérieur sous-jacent (fig. 4).

La partie supérieure débute par des conglomérats moyens (20 mm) comportant quelques galets plus grossiers à la base. L'épaisseur des bancs oscille entre 6 et 400 cm, la plupart mesurant de 20 à 100 cm. A environ 40 m de la base, les sédiments deviennent grés-silteux en bancs décimétriques et puis se chargent progressivement avec les galets. La partie supérieure de chaque banc conglomératique présente quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres de grès à ciment calcaire et parfois une couche de 40 cm de calcaire sableux. Ce type de sédimentation rythmique se maintient jusqu'à la station A₄ (fig. 4), là, les bancs conglomératiques deviennent plus épais, les galets sont plus grossiers et disposés en vrac, tandis que l'épaisseur des niveaux sableux diminue jusqu'à disparaître vers le sommet.

Dans toute cette coupe les galets sont essentiellement des calcaires crétacés, parfois jurassiques avec un faible pourcentage de galets de quartz (voir ch. VI). La matrice représente en moyenne 38 % de la masse, elle est indurée par un ciment carbonaté et contient essentiellement des grains de calcaire et de quartz.

I - 3. ZONE B (Kuh-e-Darmanu) (fig. 5)

L'épaisseur totale de cette zone est de 932 m.

La partie inférieure épaisse de 96 m repose en conformité sur le Crétacé supérieur qui s'achève ici par un horizon de calcaire détritique sableux riche en fragments d'huîtres ou *Huckriede* (1962) a trouvé les faunes suivantes : *Isocrinus* sp. *Lopha* sp. et les fragments de *Lapeirouseia* ou *Osculigera* qui indiquent un âge crétacé supérieur. Cette partie inférieure de la formation de Kerman est caractérisée par une alternance de couches gréseuses brun clair indurées et de couches silto-sableuses rouge brique non indurées. L'épaisseur des bancs gréseux varie de quelques dizaines de centimètres à 2 mètres et celle des bancs silteux est de l'ordre de 4 à 5 m. Les figures sédimentaires et les traces de terriers d'animaux fouisseurs ont situé à la base des bancs gréseux.

La disparition des couches silto-gréseuses et l'apparition des conglomérats marquent le début de la formation de Kerman supérieure qui est constituée ici par 836 m de conglomérats très indurés.

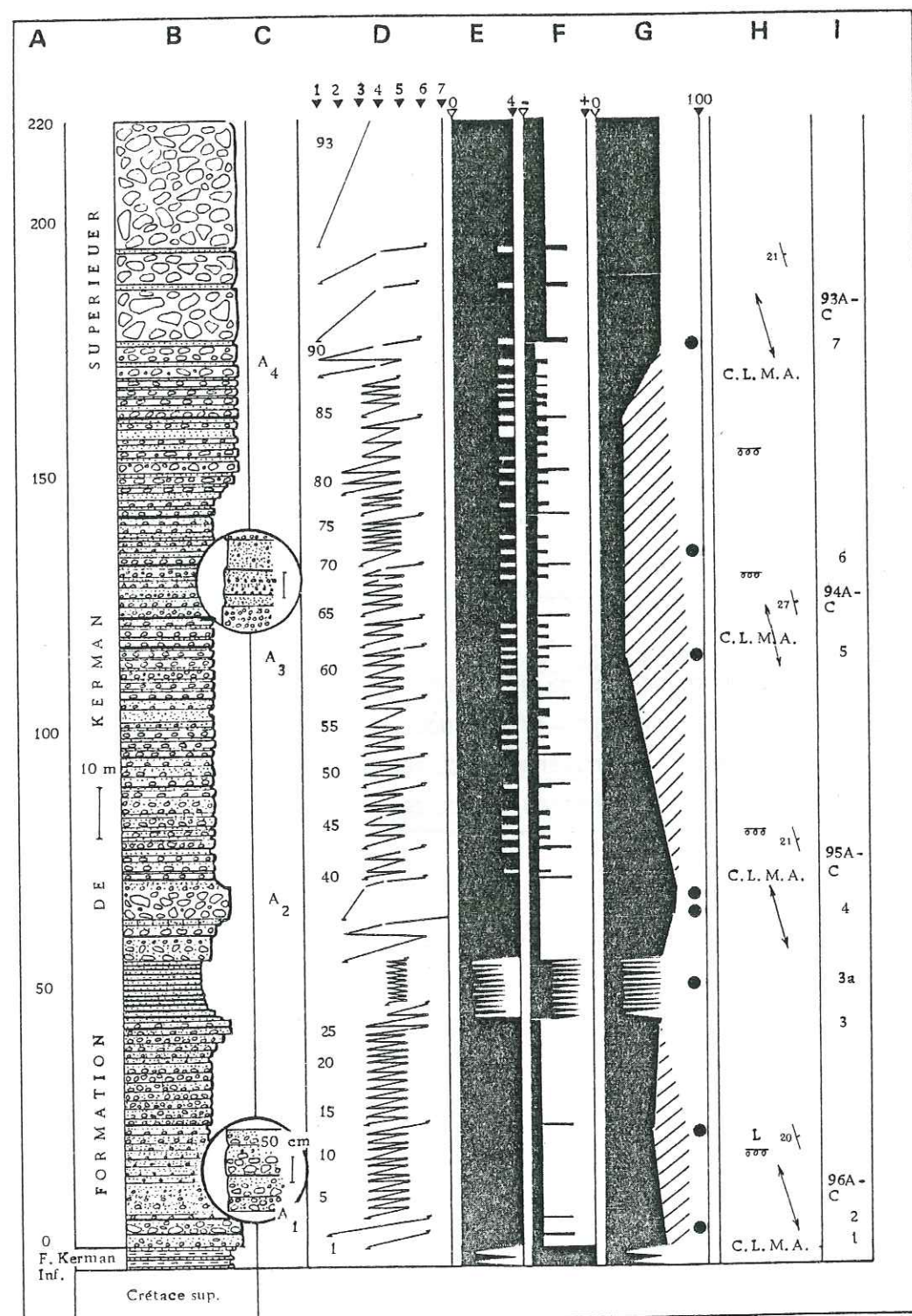


Fig. 4-Coupe schématique et caractéristique de la zone A (KUH-E-SEJEDI)

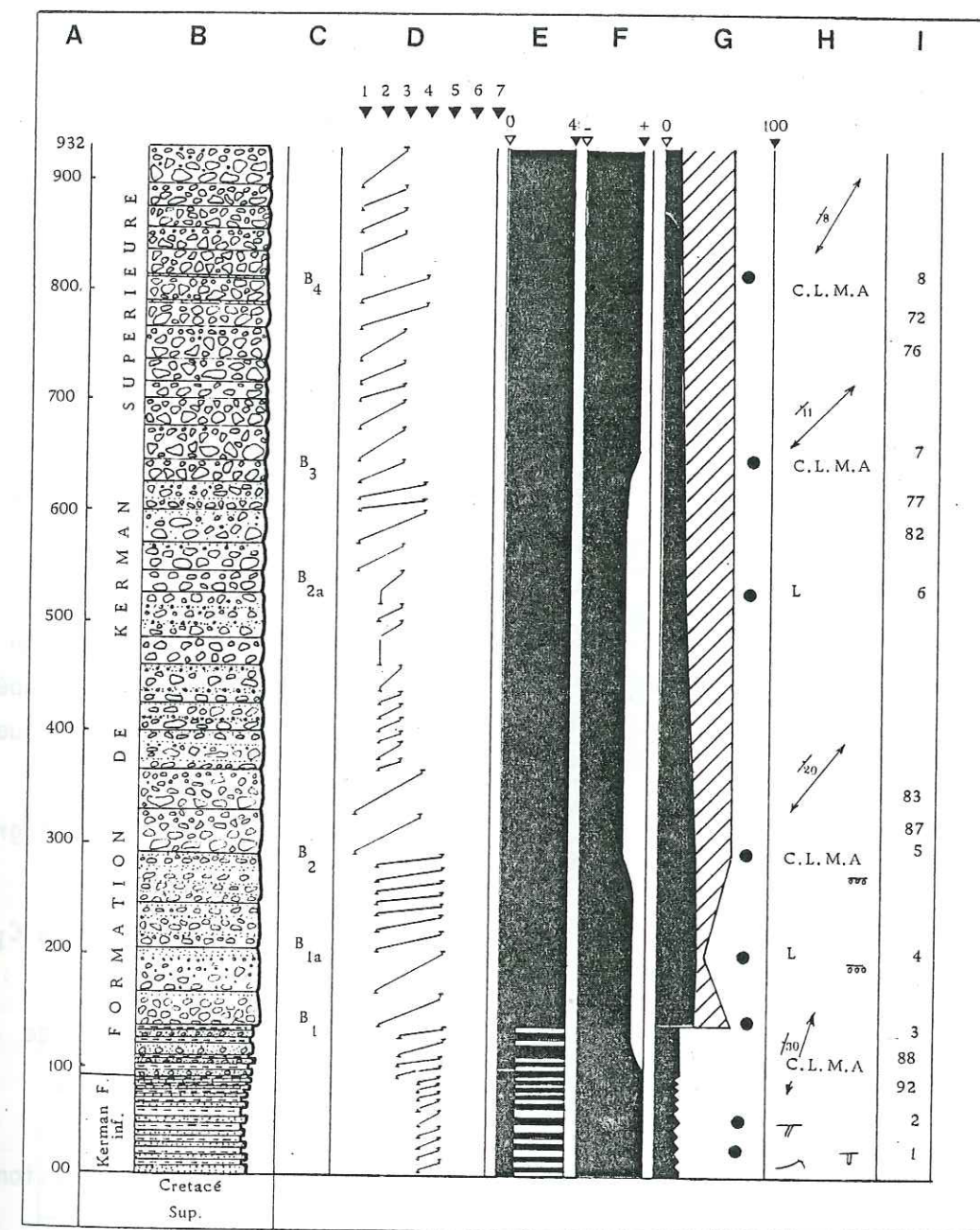


Fig. 5-Coupe schématique et caractéristique de la zone B (KUH-E-DARMANOU)

La nature des galets est différente de celle de la zone A (voir ch. VI).

La matrice gréseuse représente en moyenne 33,4 % de la masse. Les strates sont séparées par de minces joints (2 à 10 cm) silteux ou silto-argileux dont l'épaisseur varie latéralement.

A partir de la station B₂, les bancs deviennent plus épais en même temps que les galets deviennent plus grossiers (jusqu'à 50 cm) et irréguliers. Ce caractère est semblable à celui observé à la station A₄ (zone A) ; on peut donc placer en parallèle les niveaux A₄ et B₂.

I - 4. ZONE C (Kuh-e-Khageh) (fig. 6)

Dans son ensemble la zone C peut avoir 460 m d'épaisseur dont 60 m à la partie inférieure et 400 m à la partie supérieure de la formation.

La partie inférieure est identique à celle de la zone B, elle surmonte en concordance les sédiments du Crétacé supérieur et elle est constituée d'une alternance de sables et de silts sableux rouges (fig. 3).

Les couches sableuses se chargent progressivement en graviers, puis en galets pour former le conglomérat de la partie supérieure. Dans cette partie supérieure, les galets deviennent de plus en plus grossiers vers le sommet tandis que les bancs s'épaississent.

Les galets sont essentiellement constitués de calcaires crétacés, de grès et de quartzites (voir ch. VI).

La matrice diminue régulièrement d'importance vers le sommet (60 % à C₁ et 25 % à C₃) : le ciment est carbonaté.

La dimension des galets et les épaisseurs des bancs du conglomérat de la station C₃ nous ont permis de corréler ce niveau avec ceux des stations A₄ (zone A) et B₂ (zone B).

Les micro-faunes suivantes ont été trouvées dans la matrice des stations C₁ (Ech. 2) et C₂ (Ech. 5) :

Ech. 2 :

Bryozoaires
Orbitoïdes
Entroques

Ech. 5 :

Débris coralliens
Orbitoïdes
Bryozoaires

Les Orbitoïdes sont caractéristiques du Crétacé supérieur. Bien qu'ils soient entiers, nous pensons qu'ils sont remaniés et parviennent des sédiments

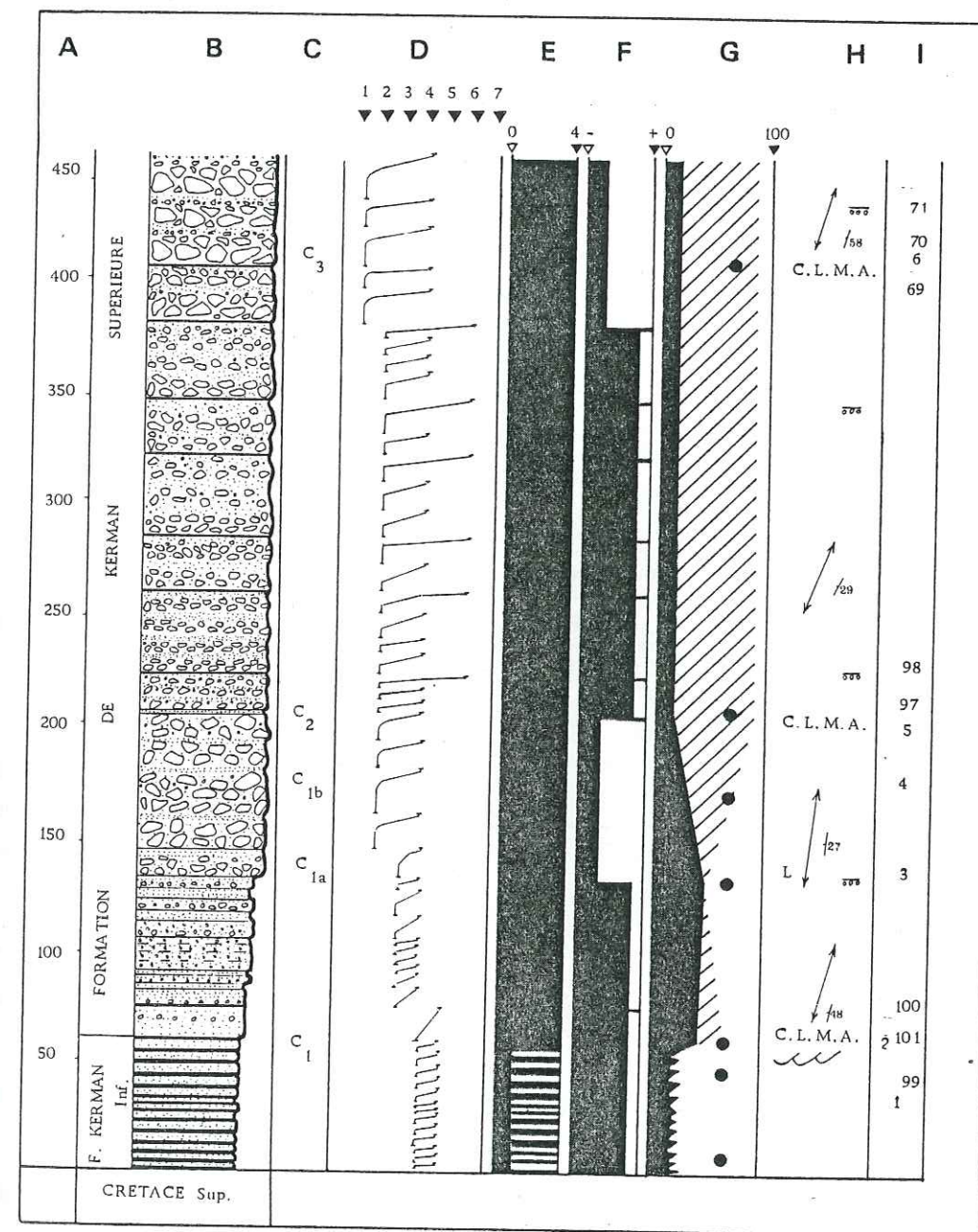


Fig. 6 - Coupe schématique et caractéristique de la zone C (KUH-E-KHAGEH)

sous-jacents, car dans cette zone nous avons des galets d'âge maestrichtien.

I - 5. ZONE D (Kuh-e-Darbic) (fig. 7)

On retrouve dans la zone D les caractères essentiels des zones précédentes : contact concordant et progressif avec les sédiments du crétacé supérieur, mais l'épaisseur -1400 m- est nettement plus forte.

La partie inférieure, épaisse de 339 m, débute par une alternance de couches gréseuses et de silts sableux d'abord vert clair passant au brun. Au dessus, la partie inférieure des bancs de grès se charge en graviers, formant ainsi une suite de séquences formées de conglomérats fins, grès et silts gréseux.

Par rapport aux zones précédentes, la partie supérieure présente une granulométrie moins grossière, les galets des conglomérats étant plus petits. Mais cette différence est due à une variation latérale à l'intérieur de la zone D explicable par l'existence d'un courant de direction NW-SE.

Ce type de sédimentation se présente jusqu'à la station D₃ où nous avons rencontré 60 m de conglomérats en couches épaisses de l'ordre de la dizaine de mètres, à galets grossiers (jusqu'à 25 cm) déposés en vrac, alternant avec des bancs gréseux ou finement conglomératiques plus minces (10-30 cm). Nous parallélisons ce niveau D₃ avec les niveaux A₄, B₂ et C₃.

Au sommet, la formation de Kerman supérieure présente des couches conglomératiques plus minces alternant avec des sédiments plus fins (grès et silts) pour s'achever avec une alternance de couches de grès et de silts de quelques dizaines de cm jusqu'à quelques mètres d'épaisseur.

Pour N. Valeh, I. Djokovic (Geology of Kerman région, 1973), cette alternance de couches sableuses et silteuses surmontant le conglomérat de Kerman constitue le sommet de la formation de Kerman.

Les galets sont de nature différente : les calcaire (essentiellement de Crétacé), dolomie, grès rouge quartzite et volcanique altéré.

La matrice représente une fraction importante du pourcentage total (30 %). Les grès constituent essentiellement de grains de quartz qui sont accompagnés par les grains de feldspath, calcaire et les roches volcaniques ; le ciment est carbonaté.

L'épaisseur des bancs est irrégulière mais, toutefois on peut distinguer un mode à 40 cm dans toutes les stations (fig. 20 D).

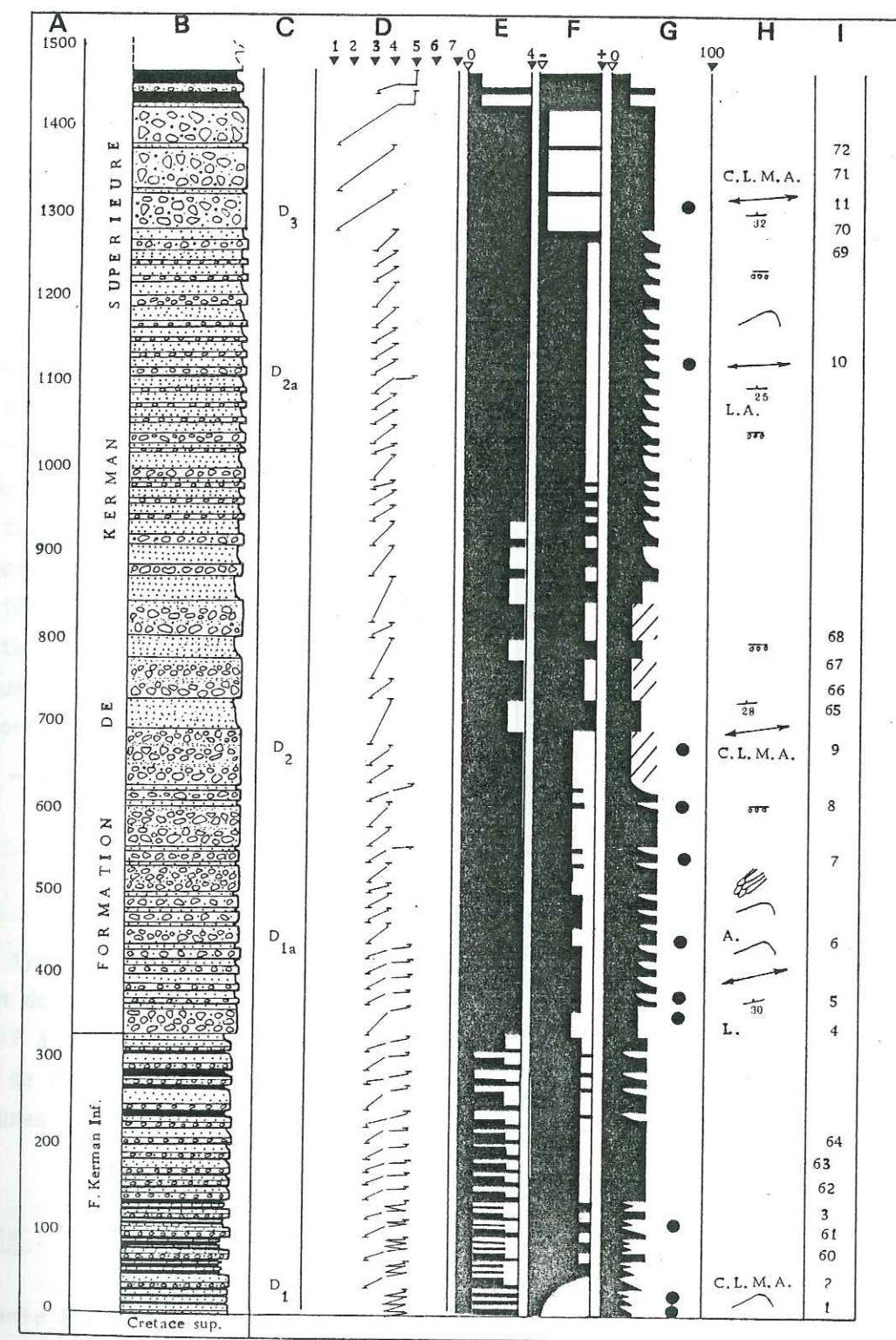


Fig. 7 - Coupe schématique et caractéristique de la zone D (KUH-E-DARBIC)

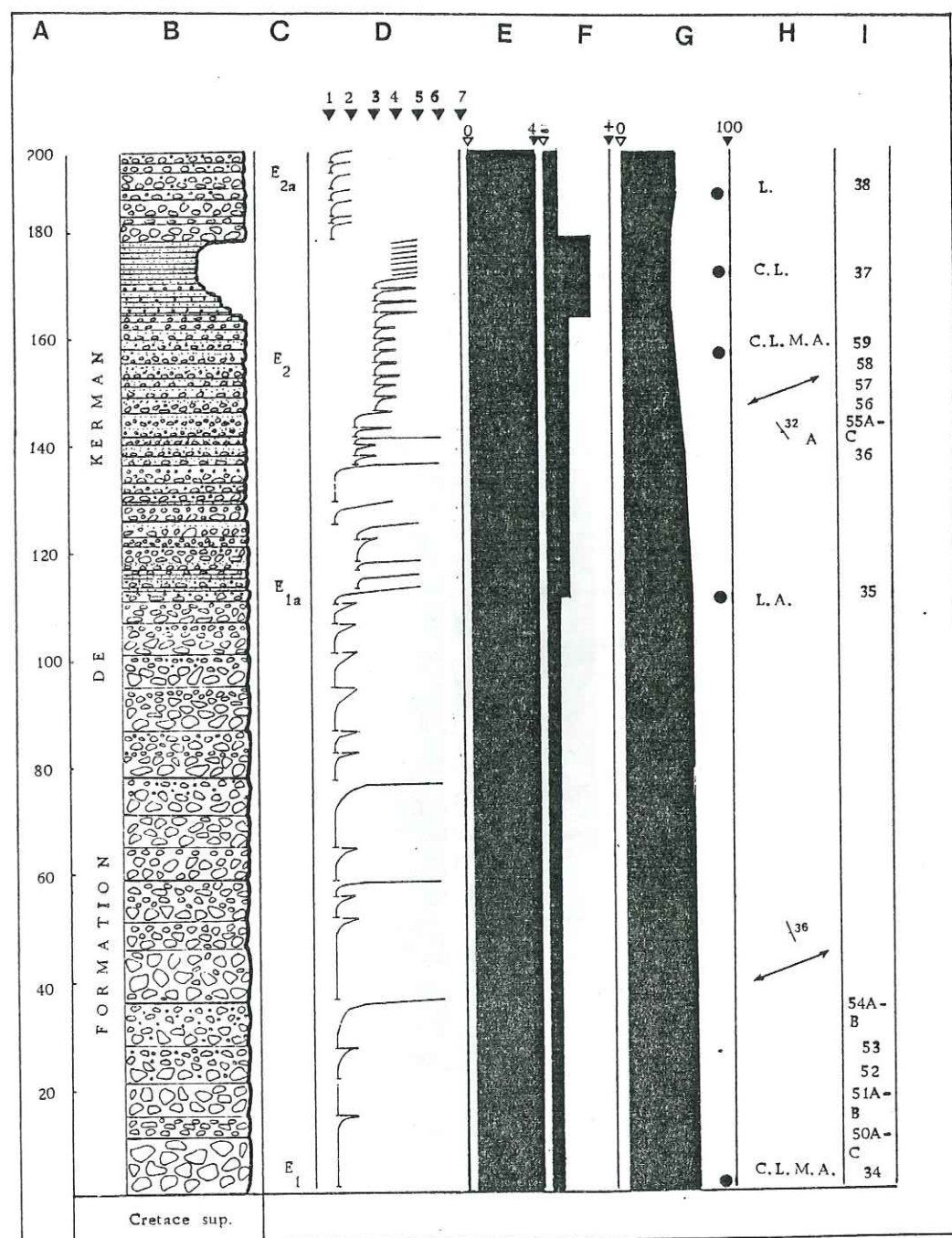
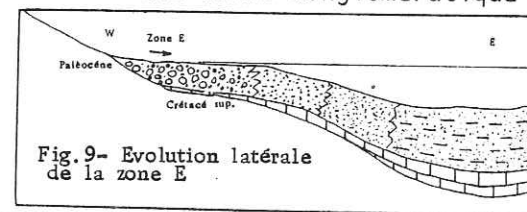


Fig. 8 - Coupe schématique et caractéristique de la zone E (KUH-E-SEKONGE)

I - 6. ZONE E (Kuh-e-Sekonge) (fig. 8)

Dans cette zone nous avons mesuré 195 m de conglomérats directement déposés sur le Crétacé supérieur. L'absence de la partie inférieure sous le faciès finement détritique qu'on lui connaît ailleurs doit donc être soulignée. Cette zone débute en effet par d'épais bancs de conglomérats à galets très grossiers ; puis les galets deviennent progressivement plus petits et on passe, vers 160 mètres à partir de la base, à un horizon de grès silteux d'une quinzaine de mètres d'épaisseur (fig. 8). La formation s'achève ici avec un autre horizon conglomératique à galets très grossiers, en bancs épais. Dans l'ensemble, la matrice est sableuse, à ciment carbonaté et constitue 23 % de la masse.

Vers l'Est, les sédiments deviennent plus fins et présentent des caractères plus profonds : dans la région de Sékongé, N. VALEH et I. DJOKOVIC (1973) décrivent des sédiments clastiques fins (grès et siltstones) à caractères turbiditiques d'âge paléocène surmontant en concordance et progressivement les sédiments du Crétacé supérieur (fig. 9). Ces sédiments sont sans doute l'équivalent chronostratigraphique de la formation de Kerman inférieure. Nous pensons que dans la zone E, cette formation existe aussi, mais sous une forme conglomératique grossière : les sédiments grossiers ont été piégés dans la zone E, tandis que les sédiments fins ont été transportés dans la dépression voisine.



II - ANALYSE SÉQUENTIELLE DE LA FORMATION DE KERMAN

II - 1. METHODE

Dans chaque zone la juxtaposition de plusieurs coupes a permis de fournir une synthèse analytique des séquences depuis la base jusqu'au sommet de la formation de Kerman. Tout au long de cette analyse séquentielle, des levés détaillés sur 7 à 10 m d'épaisseur ont été réalisés en différentes stations et les caractères de chaque banc ont été relevés : épaisseur des bancs, épaisseur des séquences, figures sédimentaires, dimension des galets, etc...

II - 2. DEFINITION DES TERMES UTILISES

Cycle :

Suite d'évènements partant d'un état ou d'une position initiale pour revenir à cet état premier. Par exemple : a, b, c, b, a est une succession cyclique de termes lithologiques et transgression, inondation, régression est une succession d'évènements (A. Lombard, 1972, p. 138). On peut aussi parler de cycle lorsqu'à une séquence positive 1, 2, 3, 4 succède une séquence négative 4, 3, 2, 1, (A. Lombard, 1956, p. 450). Ainsi dans notre domaine d'étude, l'ensemble des sédiments du crétacé et de la formation de Kerman représente un cycle sédimentaire (fig. 10).

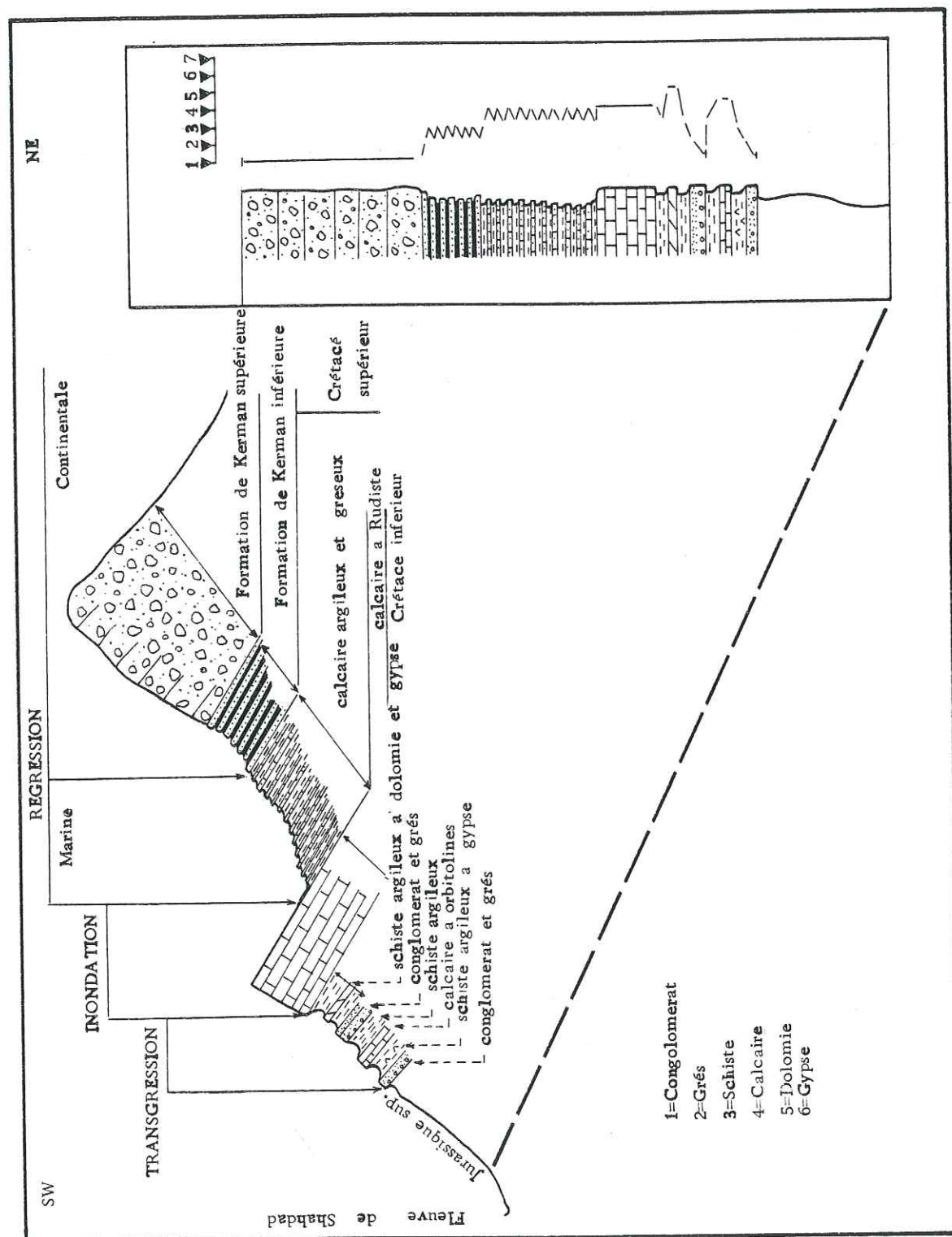


Fig. 10- Coupe générale synthétique de la zone D: l'évolution lithologique de la base du Crétacé inférieur au sommet de la formation de Kerman révèle l'existence du cycle transgression, inondation, regression.

Séquence lithologique

C'est une série d'au moins deux termes lithologiques formant une suite naturelle sans autre interruption importante que celle des joints de stratification (A. Lombard, 1956, p. 270). Mais Beaudoin (1970) et Delfaud (1970) insistent sur la présence de deux surfaces de discontinuité, l'une à la base, l'autre au sommet de chaque séquence. Par exemple dans la formation de Kerman inférieure.

Séquence rythmique

Une des formes les plus fréquentes des séquences lithologiques dans les séries sédimentaires est la séquence rythmique qui est une séquence granoclassée, qui peut se former progressivement en passant d'une classe lithologique à la classe lithologique suivante. Cette séquence rythmique peut soit se confondre avec un banc, comme dans la formation de Kerman supérieure ; soit comporter plusieurs bancs successifs (exemple : séquences 1 - 10, zone B, fig.13). La séquence est dite positive lorsque les termes lithologiques sont dans l'ordre virtuel a, b, c, (exemple : fig.16 , zone D) et négative lorsque les termes lithologiques sont dans l'ordre c, b, a.

Ordre de grandeur des séquences

A. Lombard (1956) et J.P.H. Mangin (1964) ont distingué quatre ordres classiques de séquences :

a) Séquence unité ou micro séquence : c'est la plus petite séquence déposée par un épisode isolé dans le temps ; elle est granoclassée et son épaisseur est généralement millimétrique à infra millimétrique ; par exemple, les couches sablo-silteuses de la formation de Kerman inférieure. Mais dans le cas des formations conglomératiques, la séquence unité peut atteindre une épaisseur bien supérieure, de l'ordre du décimètre et être constituée par un ensemble "conglomérats-grès" qui ne se distingue des autres micro séquences que par des variations granulométriques ; un bon exemple est fourni par les premiers mètres de la station A₂ (fig. 12).

b) Séquence macroscopique (ou séquence moyenne de Lombard), composée par exemple d'un binôme couche dure-couche tendre, donc de deux séries de séquences unités. Exemple dans notre région : partie inférieure de la zone D. Mais dans les formations conglomératiques, la séquence macroscopique est composée par une suite naturelle régulière de micro séquences ; elle est séparée de la macroséquence suivante par un diastème bien marqué par une sédimentation momentanément argileuse ; un bon exemple est encore par l'ensemble de la station A₁ (fig.11).

c) Mésoséquence : succession de macroséquences constituant un ensemble naturel, partant d'un lithofaciès (par exemple conglomérats) et s'achevant sous le

diastème placé à la base du même lithofaciès situé au dessus dans la série. Par exemple a, b, c - b, c - b, c / a, b, c... comme dans la partie inférieure de la zone D, fig.16 .

d) Séquence mégascopique ou mégaséquence (séquence majeure de Lombard)

C'est une succession de séquences, par exemple, l'ensemble des sédiments du Crétacé supérieur (calcaire, grès marneux, siltstones, grès) et de la formation de Kerman constituent une séquence mégascopique négative (fig.10).

Analyse séquentielle et énergie du milieu de transport et de dépôt

Un bon exemple de l'utilisation de l'analyse séquentielle en vue de définir l'énergie du milieu de dépôt est fourni par B. Haguenauer (1973) quand il analyse une séquence positive à charbon, où il distingue les trois sous-ensembles suivants :

- un sous-ensemble inférieur : comprenant conglomérats, graviers et sables, caractérisant les lithofaciès de haute énergie ;
- un sous-ensemble médian, constitué par les microgrès caractérisant des lithofaciès de moyenne et de basse énergie ;
- un sous-ensemble supérieur comprenant pélites silteuses, pélites argileuses et lignites caractérisant des lithofaciès de basse énergie.

II - 3. EVOLUTION SEQUENTIELLE DES DIVERSES ZONES

1) Evolution séquentielle de la zone A (fig. 4 et 11)

La formation de Kerman inférieure est peu épaisse et caractérisée par une suite de rythmes binaires, chacun étant constitué par une alternance de grès et de silts finement lités en lamines plan-parallèles d'épaisseur millimétrique et constituant chacun une séquence unité. On retrouve le même type de rythmes binaires dans les mêmes niveaux des zones B et C (fig.13). Ce lithofaciès caractérise un dépôt de moyenne à basse énergie.

La formation de Kerman supérieure commence (quatre premiers mètres) avec des macroséquences peu épaisses (fig.11), mal ou non granoclassées, suivies par des macroséquences granoclassées caractérisées par des courbes lithologiques oscillantes. Ce lithofaciès correspond au sous-ensemble inférieur et représente un milieu de haute énergie. A environ 40 m de la base, les macroséquences rythmiques très minces (fig. 4) sont constituées de grès fin et de silt, souvent conglomératiques à la base ; elles représentent un sous-ensemble moyen à grossier, qui enregistre une décroissance de l'énergie du milieu. Cet ensemble de macroséquences qui va

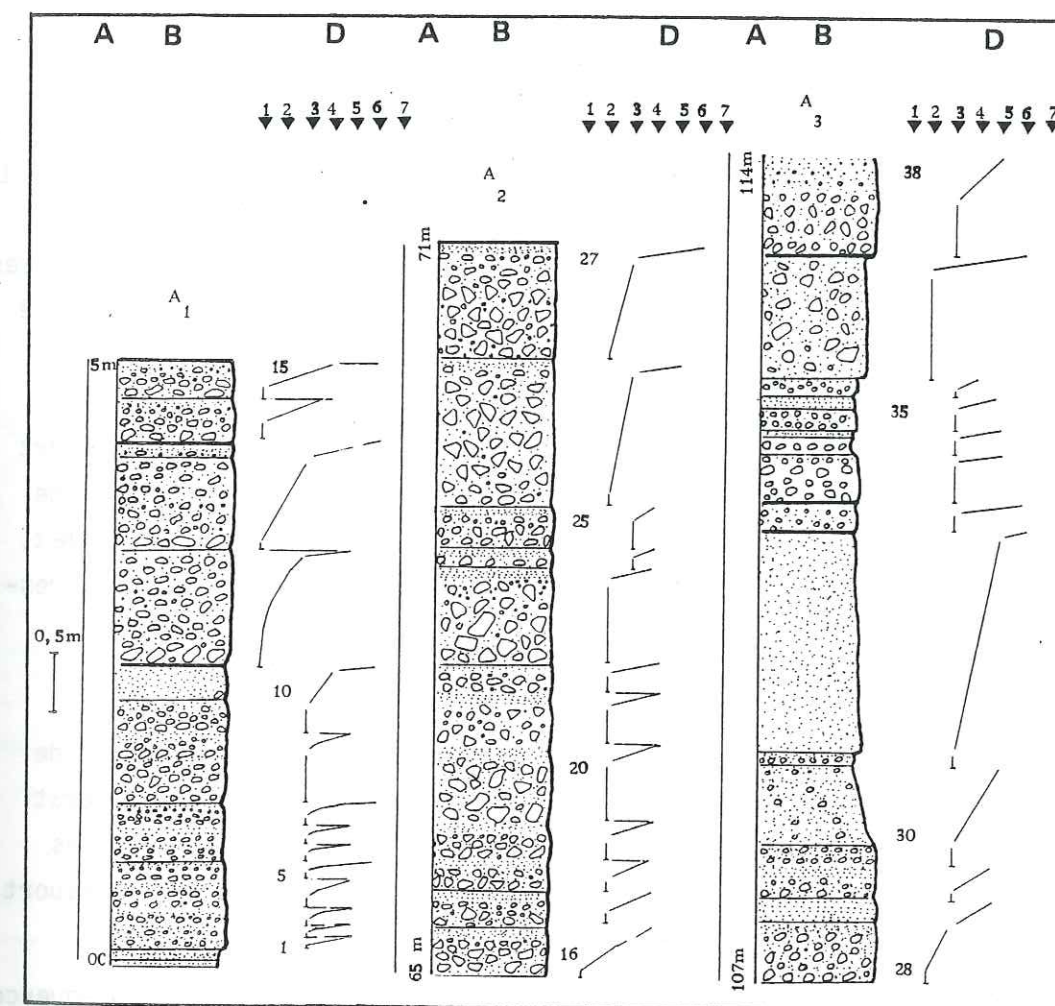


Fig.11- Analyse séquentielle de la zone A

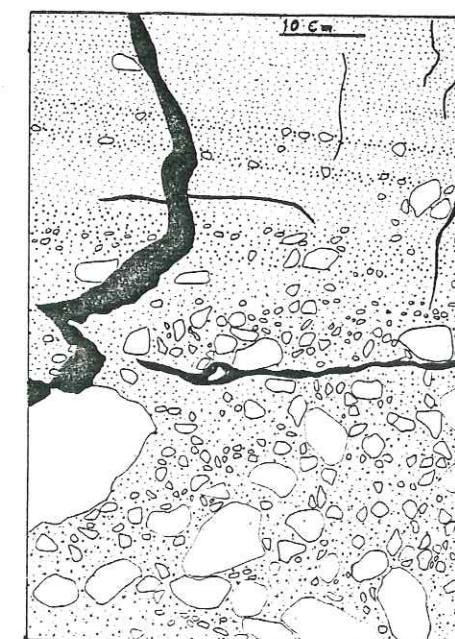


Fig.12-séquence unité rythmique, zone A, - station A2

de 0 à 56 m constitue donc une mésoséquence positive. Au niveau de la station A_2 (fig. 11), les macroséquences rythmiques présentent un contact inférieur brutal, chaque séquence débutant par un conglomérat grossier et se terminant par un grès silteux à ciment carbonaté ou parfois un calcaire gréseux. Dans la plupart des cas, ce type de séquence est surmonté par plusieurs microséquences granoclassées (fig. 12) de type sable grossier - silt, montrant un fin litage horizontal, parfois oblique. En A_4 , les macroséquences, toujours rythmiques, deviennent de plus en plus épaisses et sont constituées d'un terme inférieur conglomératique épais et non granoclassé surmonté d'un terme silto-argileux peu épais, laminitique. La fin de la sédimentation de la formation de Kerman est donc marquée par des sédiments torrentiels engendrés par des périodes de crues successives, chaque crue provoquant un apport de haute énergie suivi par des apports de basse énergie (décru). Cette suite de macroséquences, de plus en plus épaisses et grossières, qui va de 56 m au sommet, constitue donc une mésoséquence négative qui reflète bien l'accroissement progressif de l'énergie du milieu.

2) Evolution séquentielle de la zone B (fig. 5, 13 et 14)

La formation de Kerman inférieure de la zone B est caractérisée par de petites séquences binaires (grès - silt) et des séquences ternaires (conglomérat fin, grès et silt) fig. 13. Les parties gréseuses et silteuses des séquences présentent un fin litage horizontal. Cet ensemble est caractérisé par un transport de moyenne énergie.

La formation de Kerman supérieure commence (fig. 14) par une macroséquence conglomératique mal granoclassée (11), suivie par une macroséquence mineure (12); ensuite, des bancs dont chacun est formé par plusieurs séquences-unités rythmiques, granoclassées pouvant aller jusqu'à une dizaine (B_2 , fig. 14 séquences 17-24). Vers le sommet les macroséquences deviennent de plus en plus épaisses, mal ou parfois non granoclassées; corrélativement le nombre de microséquences par banc diminue (B_3 (fig. 14) et B_4 (fig. 14)). Ces lithofaciès représentent un sous-ensemble grossier associé à un milieu de haute énergie.

Dans l'ensemble, la zone B est donc formée par une arrivée importante de matériaux détritiques, d'abord très fins puis de plus en plus grossiers vers le haut, ce qui traduit une érosion croissante au niveau des sources d'apport. Dans la partie conglomératique, les interstrates se présentent en couches rares et très minces, dont on déduit un parcours de transport très court.

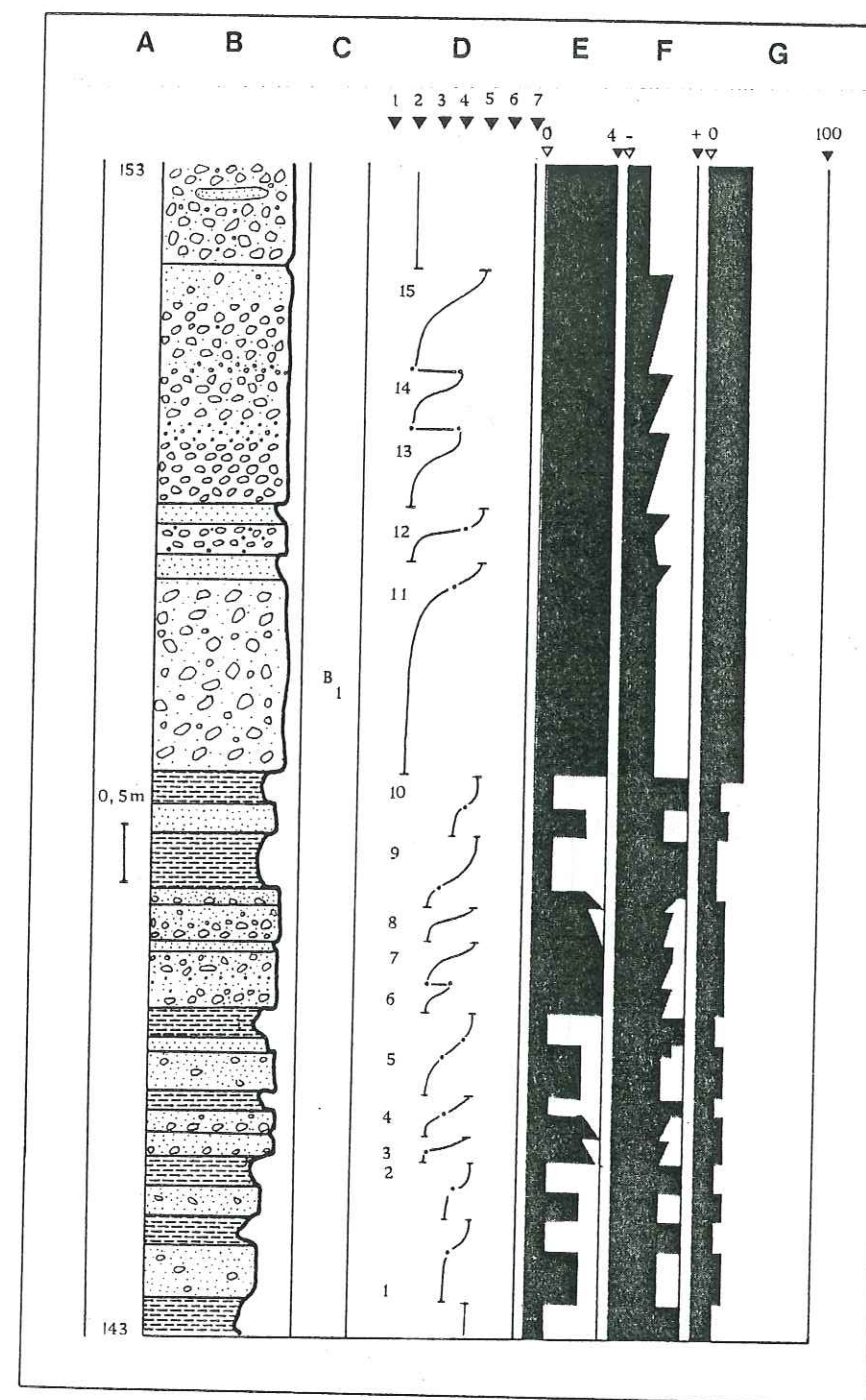


Fig. 13- Analyse séquentielle de la station B_1 (zone B).

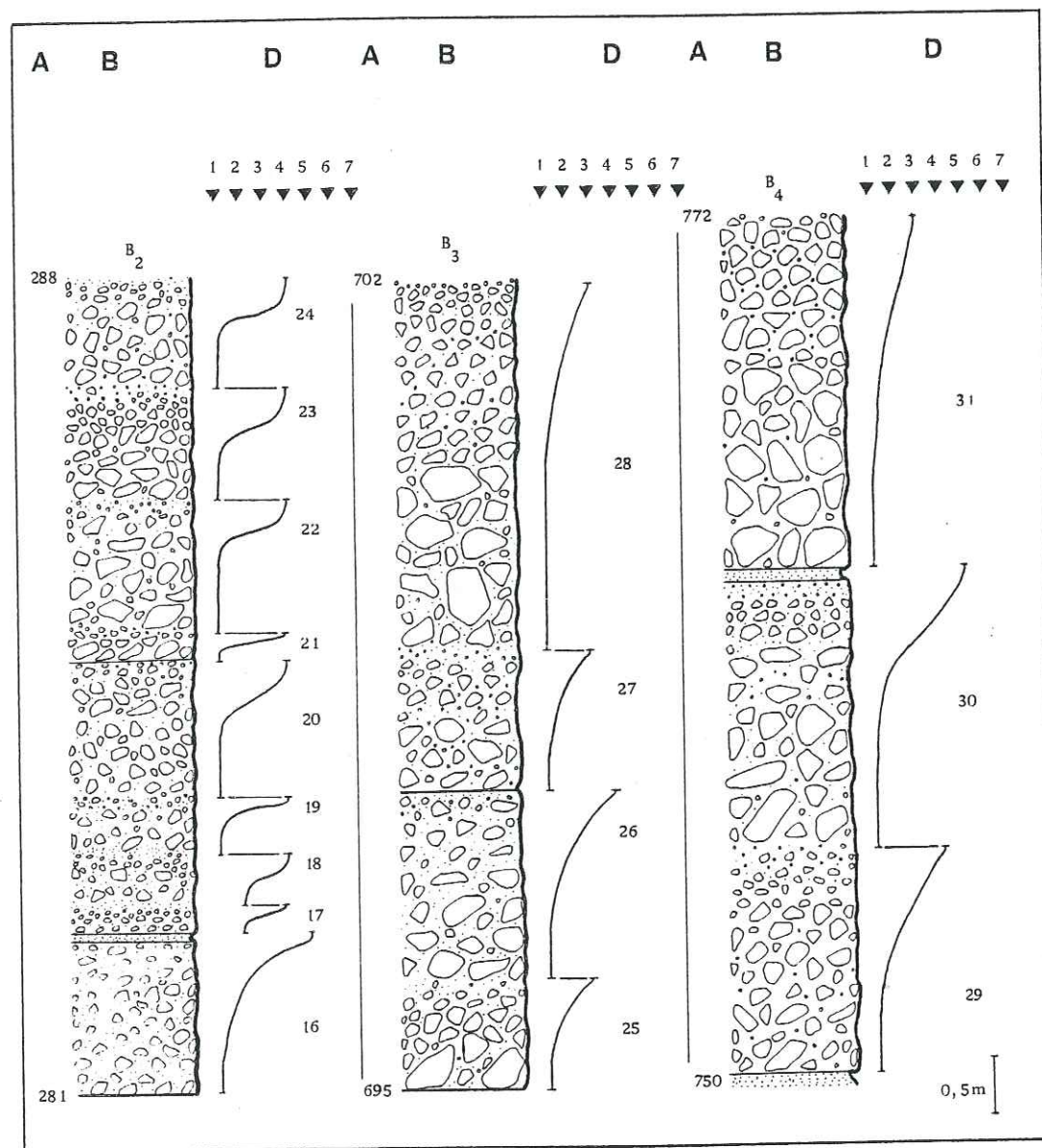


Fig. 14- Analyse séquentielle de stations B₂, B₃ et B₄.

3) Evolution séquentielle de la zone C (fig. 6 et 15)

La formation de Kerman inférieure de la zone C a le même style de séquences que celle de la zone B : les microséquences binaires (grès et silts) présentant un fin litage horizontal et la courbe lithologique oscillante (fig. 15_{C1}), caractérisent toujours un sous-ensemble associé à un milieu de moyenne énergie.

La formation de Kerman supérieure est toujours marquée par une nette rythmicité ; les séquences unités sont d'ordre millimétrique dans les couches silteuses et centimétrique à décimétrique dans les couches conglomératiques, dont l'ensemble forme les séquences macroscopiques. Si les microséquences sont toujours positives, les macroséquences peuvent devenir progressivement plus grossières vers le haut et présentent ainsi un caractère négatif. Au milieu de cette zone (station C₂, fig. 15), nous avons observé des macroséquences constituées de microséquences rythmiques bien granoclassées (37-52) et d'autres macroséquences constituées par des microséquences mal ou non granoclassées (36, 53 et 54). Toutes ces macroséquences sont limitées à leur sommet par un mince diastème (2-4 cm) silto-argileux. Au sommet de la zone C₃ (fig. 15), les diastèmes sont beaucoup plus rares, les bancs, (macroséquences) et les séquences unités deviennent plus épais, et ces dernières sont toujours rythmiques mais plus ou moins régulières.

La formation de Kerman supérieure représente un sous-ensemble caractérisé par un milieu de haute énergie.

4) Evolution séquentielle de la zone D (fig. 7, 16 et 17)

La formation de Kerman inférieure de la zone D est représentée par plusieurs mésoséquences (fig. 16) dont l'épaisseur est d'ordre métrique du type conglomérat fin-grès-silt gréseux caractérisant un milieu de haute à moyenne énergie. Le sommet de chacune de ces mésoséquences est marqué par un régime oscillant où alternent les bancs de grès et de siltsgréseux de quelques centimètres d'épaisseur et qui présentent un fin litage horizontal. Ce lithofaciès caractérise un milieu de moyenne énergie.

La formation de Kerman supérieure présente d'abord (en D_{1a}) des macroséquences binaires (conglomérats, grès) granoclassées (fig. 17, 6 - 8) puis des macroséquences massives composées par une suite de séquences unités granoclassées (fig. 17, 15-22). Le conglomérat est fin, les grès sont grossiers à fins et présentent un fin litage horizontal, parfois des ripples marks et des flutes casts, caractérisant un milieu de haute énergie. En D₂ les macroséquences sont beaucoup

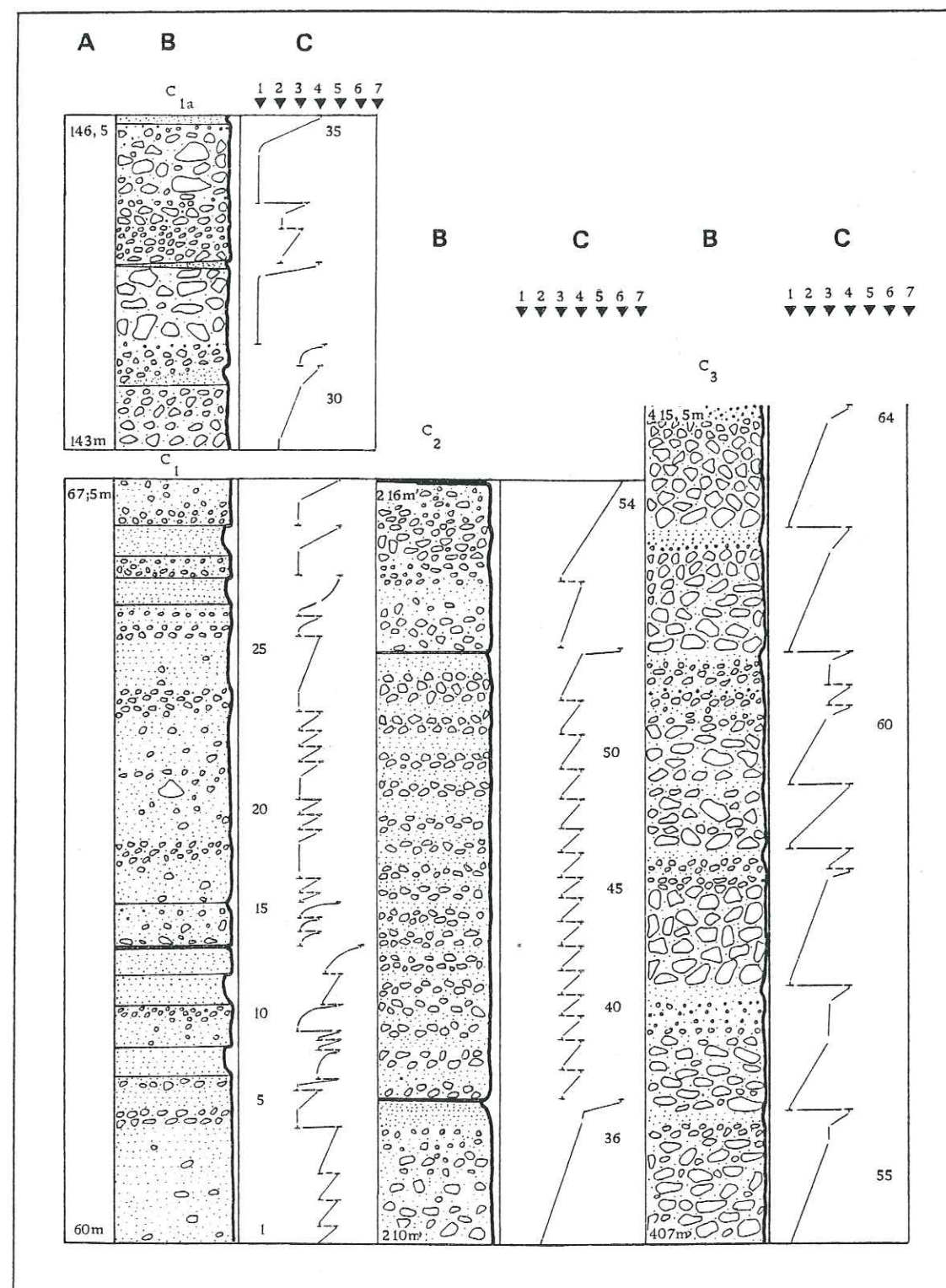
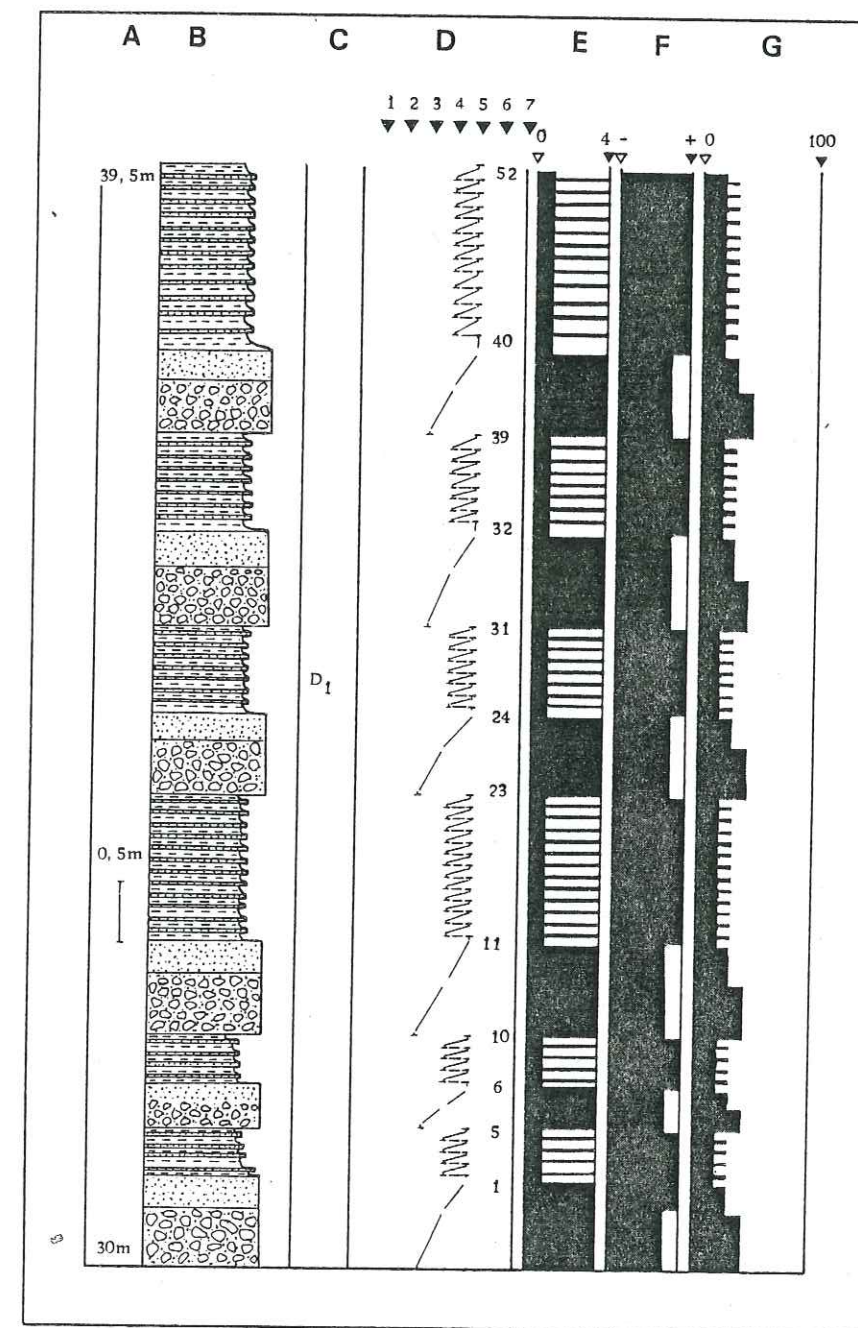


Fig. 15-Analyse séquentielle de la zone C

Fig. 16-Analyse séquentielle de la station D₁ (zone D).

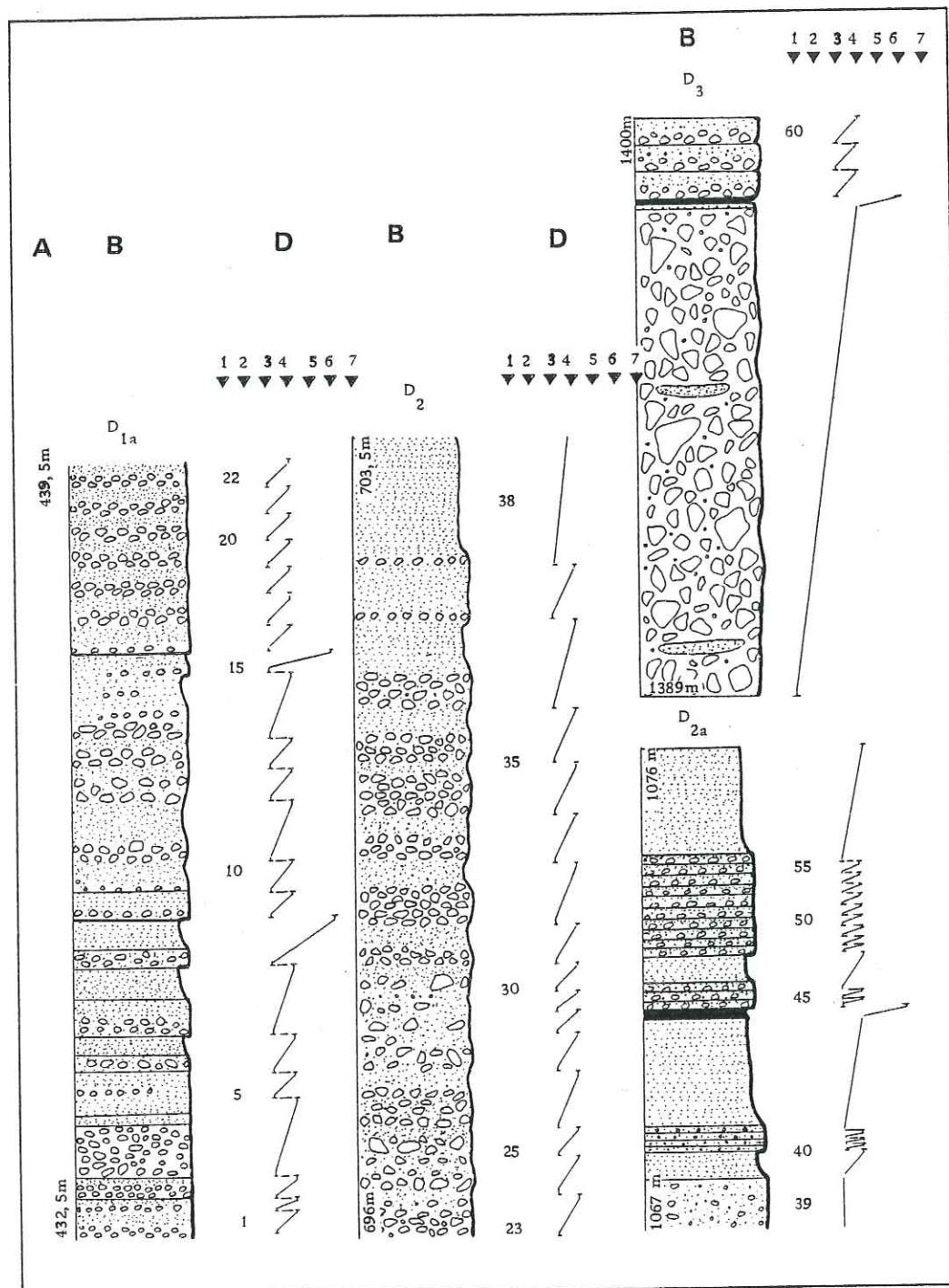


Fig.17 -Analyse séquentielle de stations D₂, D_{2a} et D₃

plus épaisses que précédemment, d'ordre décamétriques ; chaque macroséquence est formée d'une quinzaine de séquences unités conglomératiques, granoclassées et d'épaisseur décimétrique ; ces séquences unités deviennent de moins en moins conglomératiques vers le sommet et la macroséquence s'achève avec une partie gréseuse relativement épaisse au dessous de la séquence unité conglomératique de la macroséquence suivante. Il convient de souligner qu'entre D₂ et D₃, l'un et l'autre constitués par des rythmes conglomératiques grossiers, se situe (fig. 17, séquences 40-56) une suite de macroséquences plus fines (conglomérat fin, grès, grès silteux) marquant une diminution momentanée de l'énergie de dépôt. Au sommet (D₃, fig. 17), les couches conglomératiques sont à nouveau beaucoup plus épaisses, mal granoclassées, caractérisant un milieu de très haute énergie qui représente les dernières phases actives des courants responsables de la mise en place des sédiments de la zone D.

5) Evolution séquentielle de la zone E (fig. 8 et 18)

La base est marquée par des séquences-unités conglomératiques mal granoclassées (fig. 18 séquences 1 à 5) formant des macroséquences épaisses (1-3, 4-5, etc...). Ensuite (fig. 18, station E_{1a} et E₂), les séquences-unités deviennent plus régulières, rythmiques et l'épaisseur des macroséquences diminue. Cet ensemble caractérise un milieu de haute énergie. Au dessus de la station E₂ (fig. 8 vers 160 m) les macroséquences sont moins épaisses, faites de grès fin à ciment carbonaté et montrent de fins litages horizontaux ; cet ensemble caractérise un milieu de moyenne énergie. L'ensemble des macroséquences conglomératiques de la base puis le niveau gréseux sus-jacent constituent donc une mésoséquence positive (de 0 à 175 m). Le sommet (au dessus de 175 m) redevient plus grossier et caractérise à nouveau un milieu de très haute énergie.

II - 4. ANALYSE STRATONOMIQUE ET COMPARAISON DES ZONES ENTRE ELLES

1) Clastic shale ratio

Nous avons pu calculer cette indice pour la partie inférieure de la formation de Kerman des zones B et D et pour la partie supérieure de toutes les zones en utilisant les rapports suivants :

Pour la formation de Kerman inférieure :

$$R = \frac{\text{épaisseur totale de toutes les strates gréseuses et grés-conglomératiques}}{\text{épaisseur totale de toutes les interstrates silteuses}}$$

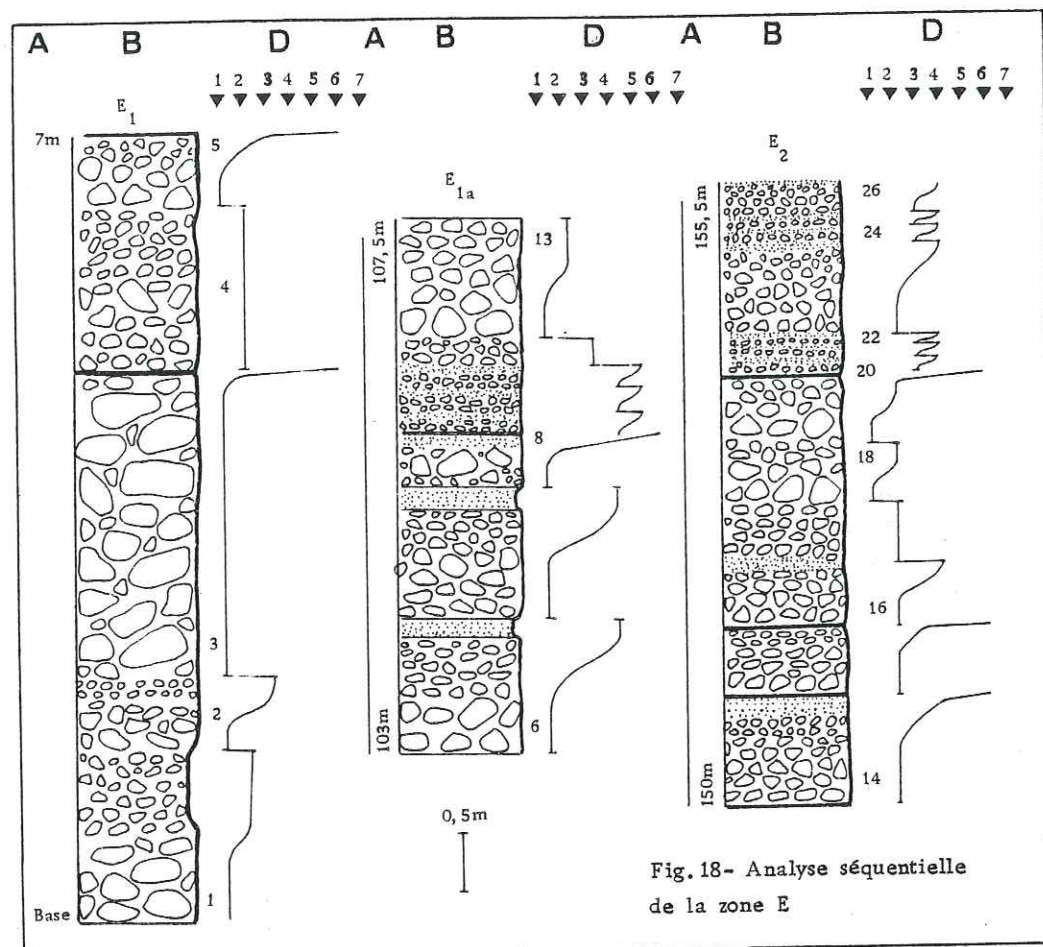


Fig. 18- Analyse séquentielle de la zone E

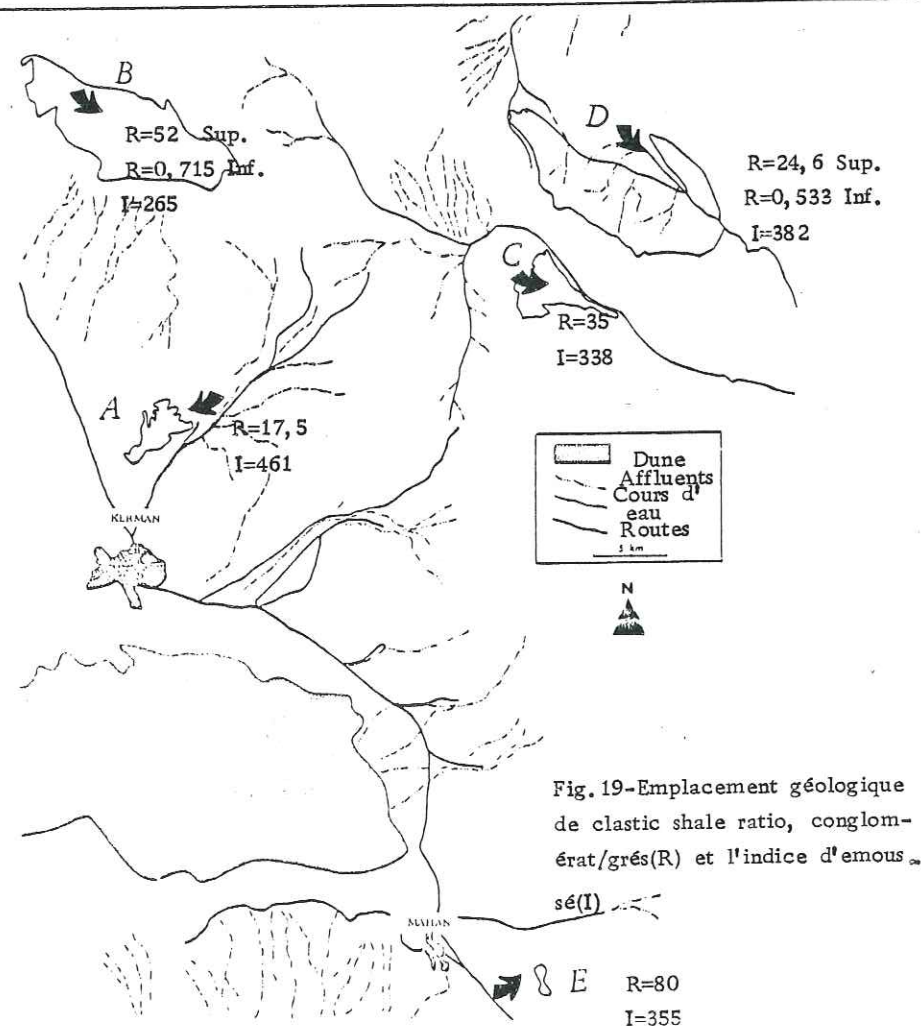


Fig. 19-Emplacement géographique de clastic shale ratio, conglomérat/grés(R) et l'indice d'émoussé(I)

Pour la formation de Kerman supérieure :

$$R = \frac{\text{épaisseur totale de toutes les strates conglomératiques}}{\text{épaisseur totale de toutes les strates gréseuses}}$$

Les valeurs de R sont présentées dans le tableau ci-dessous :

Tableau 1

Zones	A	B	C	D	E
F. de Kerman supérieure	17,5	52,0	35,0	24,6	80,0
F. de Kerman inférieure	—	0,715	—	0,533	—

On constate une forte différence entre les indices R de la formation de Kerman inférieure et de la formation de Kerman supérieure ; ceci traduit une grande différence dans la sédimentation due à l'apparition d'une forte érosion dans la zone d'apport en liaison sans doute avec un soulèvement orogénique. Pour l'expliquer, nous proposons deux hypothèses :

a) Tous les sédiments proviennent d'une même zone d'apport rapprochée, qui produit d'abord des matériaux fins d'altération, avant ou même au cours d'une phase orogénique et qui sont déposés dans un milieu assez calme. Après cet événement orogénique, survenu dans cette zone d'apport, l'érosion est active et fournit des matériaux grossiers.

b) Les sédiments de la partie inférieure proviennent d'une zone d'apport éloignée ; un soulèvement majeur, dans des régions proches du bassin de sédimentation, entraîne le dépôt de sédiments grossiers, très différents des premiers.

Dans la formation de Kerman supérieure, le rapport conglomérat/grés indique une grande proximité des zones d'apports. Les variations de ce rapport montrent que les zones B, E et C sont plus proches de leur zone d'apport que les zones A et D.

La représentation géographique de cet indice R sur la carte des directions de courants (fig. 19) où figure ainsi l'indice I (moyenne de l'indice d'émoussé) le confirme.

2) Épaisseur des strates

Le caractère général d'une série est comme $\begin{matrix} x & y \\ & z \end{matrix}$ où

x = épaisseur moyenne = $\frac{\text{épaisseur totale des strates en cm}}{\text{nombre des strates}}$

y = épaisseur maximale (en cm)

z = épaisseur minimale (en cm) tableau 2

Le tableau ci-après montre que les zones B et E sont plus proches des zones d'apports que les zones A et D.

	Zone A	Zone B	Zone C	Zone D	Zone E
Formation de Kerman supérieure					
A ₄	750 2500 100	B ₄ 425 450 400		D ₃ 240 1100 20	
A ₃	496 120 10	B ₃ 350 425 270		D _{2a} 60 90 50	E ₂ 132 215 60
A ₂	89 192 16	B ₂ 250 400 150	C ₂ 200 300 180	D ₂	E _{1a} 103 175 50
A ₁	44 100 8	B ₁ 96 170 25	C ₁ 100 300 20	D _{1a} 61 230 15	E ₁ 337 460 210
F. K. inf.	—	42 200 15	—	D ₁ 30 70 10	

 Galets < 10cm
  épaisseur moyenne < 100cm et galets < 10cm

Tableau 2

3) Courbes du nombre de strates par épaisseur (A. Lombard, 1971)

La figure 20 montre la répartition des nombres des strates en fonction de leur épaisseur et pour les divers niveaux de chaque station. On en déduit les résultats suivants :

1. On peut confirmer que les zones B et E se trouvent plus proches des zones d'apports que les zones A et D.

2. Dans les zones A, B, C et D un mode principal à 40 cm existe à la base de la formation de Kerman supérieure.

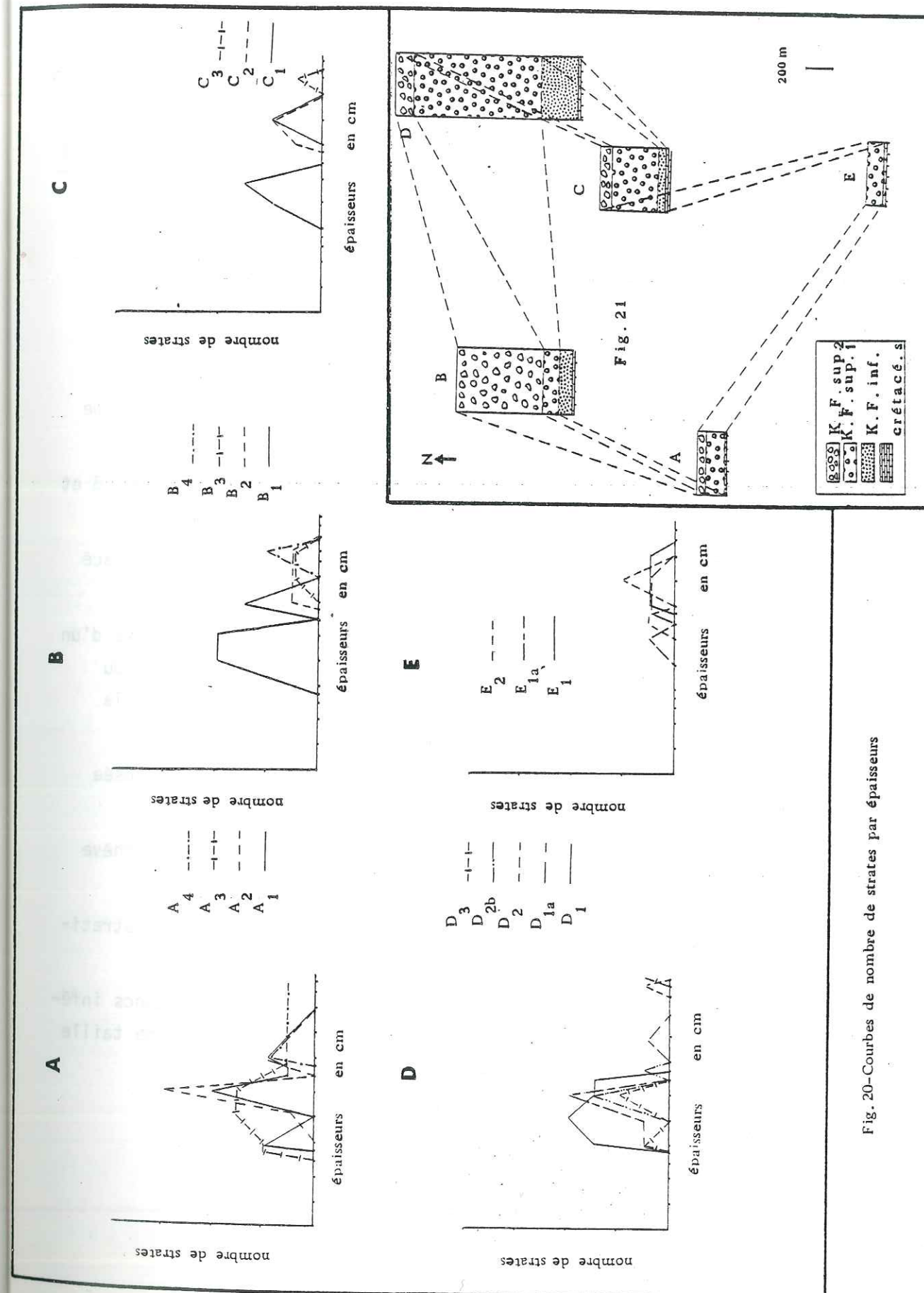


Fig. 20-Courbes de nombre de strates par épaisseurs

3. Dans ces mêmes zones A, B, C, D, l'épaisseur des strates a tendance à augmenter vers le sommet. On peut en déduire une orogénèse progressive au niveau des zones d'apport.

III - CONCLUSION À L'ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE ET À L'ANALYSE SÉQUENTIELLE DE LA FORMATION DE KERMAN

a) La "formation de Kerman" inférieure constitue une suite de séquences caractérisant un milieu de moyenne énergie.

b) La formation de Kerman supérieure est formée d'une suite de séquences plus ou moins granoclassées dont le lithofaciès caractérise un milieu de haute énergie.

c) L'ensemble des sédiments de la formation de Kerman est fourni par l'érosion due à un soulèvement orogénique dans la région distributrice.

d) Les études stratigraphiques indiquent que les régions distributrices des zones B et E sont plus proches que celles des zones A et D.

e) Le passage de la formation de Kerman avec les sédiments sous-jacents du Crétacé supérieur est concordant et progressif (sauf pour la zone E).

f) La formation de Kerman constitue la partie supérieure d'une phase régressive d'un cycle d'événements (transgression-inondation-régression) qui débute à la base du Crétacé. Ce cycle peut être complètement étudié dans la partie occidentale de la zone D (fig. 10).

g) Une corrélation stratigraphique entre les différentes zones peut être proposée (fig. 21) :

I - La formation de Kerman inférieure (absente dans la zone E) s'achève à la première couche vraiment conglomératique.

II - La formation de Kerman supérieure comporte deux subdivisions stratigraphiques basées sur les analyses séquentielles de strates :

1. une partie inférieure marquée par une épaisseur moyenne des bancs inférieurs à un mètre ou parfois plus - les séquences sont bien granoclassées - une taille moyenne des plus gros galets inférieure ou égale à 10 cm.

2. une partie supérieure marquée par :

- l'épaisseur moyenne des bancs plus d'un mètre,
- des séquences mal ou non granoclassées,
- une taille moyenne des plus gros galets supérieure à 10 cm.

CHAPITRE TROISIÈME

RECHERCHE DE L'AGENT DE DEPOT FINAL

1. Analyse granulométrique.

- Les techniques utilisées.

- Forme de présentation des résultats.

- Interprétation des résultats.

2. Etude de la disposition des galets.

I - ANALYSE GRANULOMÉTRIQUE

I - 1. LES TECHNIQUES UTILISÉES

Les sédiments que nous avons à étudier étant constitués de lutites, d'arénites et de rudites, pour la plupart indurés, nous avons utilisé les méthodes suivantes :

1) Méthode granulométrique linéaire (A. Cailleux et J. Tricart, 1959, p. 133)

a) Dans le cas d'une formation conglomératique indurée, sur le terrain, nous tendons une ficelle le long d'un banc. La longueur totale de la ficelle est supérieure à trente fois la longueur du plus gros galet. Pour chaque galet recoupé par la ficelle, on mesure :

- la longueur apparente (L_s),
- la longueur (m) de l'intersection du galet par la ficelle.

Ensuite, nous calculons la proportion totale des galets par rapport à l'ensemble de la masse, et leur répartition dans chaque classe granulométrique, sachant que, pour un galet, L_s correspond à sa largeur s'il était mesuré en volume, et m est proportionnel à sa masse. La limite inférieure du L_s mesuré a été fixée à un centimètre.

b) Dans le cas d'une formation gréseuse fortement indurée ainsi que pour la matrice des conglomérats indurés, le principe de la méthode est identique : sur une lame mince, on mesure (L_s) et (m) de chaque grain coupé par le fil du réticule gradué d'un microscope équipé d'une surplatine. Pour chaque lame, on mesure 200 grains ainsi que les espaces occupés par le ciment entre deux grains successifs. On peut donc ensuite calculer le pourcentage de chaque classe granulométrique.

Les courbes granulométriques d'une formation conglomératique indurée (c'est toujours le cas dans la formation de Kerman) présentent donc deux parties : une partie correspondant à la fraction étudiée sur le terrain et une partie correspondant à la fraction fine étudiée en lame mince ; il y a donc un hiatus entre ces deux parties qui correspond aux grains ayant des dimensions inférieures à celles mesurées sur le terrain et supérieures à celles mesurées au microscope.

2) Tamissage

Cette méthode simple et classique a été utilisée pour les sédiments peu ou non indurés ; les échantillons légèrement indurés étant au préalable décalcifiés pour les rendre meubles. Chaque échantillon est lavé, tamisé à l'eau, séché, tamisé à sec pendant cinq minutes sur une colonne de tamis Afnor, puis pesé. La

fraction inférieure à 40 microns est séchée puis analysée par sédimentométrie.

3) Sédimentométrie

Nous avons pratiqué la technique densimétrique S. Mériaux 1954 :

Pour chaque échantillon nous avons pratiqué les opérations suivantes :

- Désagrégation mécanique par tamisage à l'eau sur un tamis de 40 microns ;
- Elimination de la matière organique : à l'eau oxygénée à PH = 9,8 ;
- Elimination des carbonates avec HCl N/10 ;
- Dispersion de la suspension par adjonction de 10 cc de P₂O₇ Na₄ (phosphate trisodique 49 %) à PH = 9,5 pour 60 cc de suspension, puis agitation pendant quinze heures.

I - 2. FORME DE PRESENTATION DES RESULTATS

1) Les courbes

a) Les résultats des analyses granulométriques sont présentés sous forme de courbes cumulatives et de courbes de fréquences simples semi-logarithmiques (Fig. 22-33). Les courbes de fréquences simples et les légendes des courbes cumulatives sont présentées dans l'ordre stratigraphique. Les courbes permettent de calculer les divers indices et d'évaluer la qualité du triage (maturity) des sédiments.

b) Pour caractériser l'agent et le mode du transport, nous avons porté C (Percentile 1) et M (médiane) sur le diagramme de R. Passega (1957, 1963, 1969) Fig. 35.

c) Enfin, nous avons utilisé le diagramme Q₃ Md Q₁ de D.J. Doeglas (1968) qui fournit une bonne comparaison de la composition granulométrique, du classement et de l'asymétrie des différents échantillons et à partir duquel on peut définir les indices et déduire le milieu de transport.

2) Les tableaux des paramètres et indices

Pour chaque zone, un tableau présente les divers paramètres et indices suivants :

- Les quartiles :

- . Q₁ : Premier quartile, valeur de l'abscisse correspondant à l'ordonnée de 25 % (25 % des sédiments sont plus fins que cette valeur).
- . Q₂ : Médiane ou deuxième quartile.
- . Q₃ : Troisième quartile, valeur de l'abscisse correspondant à l'ordonnée de 75 % (75 % des sédiments sont plus fins que cette valeur).

- Les indices de mauvais classement (sorting) :

- . Sorting-Index de Trask (1932 et 1950)

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$

- . Qd ϕ de Krumbein (1938), mesuré avec la bandelette des ϕ

$$Qd \phi = \frac{Q_1 - Q_3}{2}$$

. Hétérométrie de Cailleux (He), intervalle d'abscisse correspondant à un intervalle d'ordonnée de 25 % mesuré dans la partie la plus redressée de la courbe en utilisant la bandelette des ϕ .

Les valeurs du Qd ϕ de Krumbein et de l'indice d'Hétérométrie de Cailleux sont présentées d'abord, pour chaque zone, puis regroupées pour toutes les zones (fig. 36) sous forme d'histogrammes, à côté des histogrammes comparatifs des divers milieux de sédimentation synthétisée par Cailleux et Tricart (1959, p. 178 et 179).

- . Graphic Standard Deviation (R.F. Folk, 1974)

$$\sigma_G = \frac{(\phi_{84} - \phi_{16})}{2} \quad \text{calculé en unités } \phi$$

La valeur de cet indice varie entre :

- des valeurs très basses (0,35 ϕ) pour des sédiments très bien classés ;
- des valeurs moyennes (0,71-1,0 ϕ) pour des sédiments moyennement classés ;
- des valeurs élevées (4,0 ϕ) pour des sédiments extrêmement mal classés.

Pour le classement des sédiments, notre interprétation est basée sur la standard déviation (σ_G) en comparaison avec les indices He, Qd ϕ et S_o .

- Les indices d'asymétrie (Skewness) :

- . Skewness de Trask (1932 et 1950)

$$S = \frac{Q_1 \times Q_3}{(Q_2)^2} \quad \text{calculé en unités millimétriques exprime la}$$

répartition des éléments par rapport à la médiane.

L'asymétrie est dite positive lorsque $S > 1$ et négative lorsque $S < 1$.

- . Graphic Skewness ($S_K G$) d'Inman (in R.L. Folk, 1974).

$$SK_G = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2 \phi_{50}}{(\phi_{84} - \phi_{16})} \quad \text{calculé en unités } \phi$$

Les courbes à classement du côté des fins ont un skewness négatif et ceux à classement du côté grossier ont un skewness positif. Les courbes sont d'autant plus asymétriques que le skewness est plus loin de ,00.

. Graphic mean (M_z) : (R.L. Folk, 1974)

$$M_z = \frac{(\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84})}{3} \text{ calculé en unités phi.}$$

I - 3. INTERPRETATION DES RESULTATS

1) Zone A

Les résultats de l'analyse granulométrique de cette zone sont présentés dans le tableau ci-dessous. Seul l'échantillon R_1 a subi un tamisage classique, tous les autres ont été analysés par la méthode granulométrique linéaire.

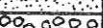
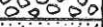
En unité millimétrique								En unité ϕ			
N° échantillon	Q_1	Q_2	Q_3	SO	Qd ϕ	Hé	S	SKG	Mz	ϕG	
7		< 0,62	0,3	28,0	>> 21	-	1,2	-	-	-	>> 4,6 ϕ
6		< 0,040	0,06	0,121	>> 1,7	-	0,5	-	-	-	>> 0,9 ϕ
5		3,6	10	23	2,5	1,35	1,4	0,82	+ 0,48	- 2,14	3,45 ϕ
4		< 0,040	0,155	0,275	>> 2,6	-	0,8	<< 0,45	-	-	>> 1,5 ϕ
3		0,28	3,6	29,0	10,1	3,4	1,6	0,62	-	-	>> 4,4 ϕ
2		0,312	3,5	18,5	7,7	2,95	0,8	0,47	-	-	>> 4,7 ϕ
1		5,25	8,5	11,0	1,44	0,55	0,38	0,79	+ 0,48	- 2,75	1,0 ϕ

Tableau 3 - Caractéristiques granulométriques de la zone A

Les courbes cumulatives et les courbes de fréquences simples permettent de préciser les caractères des conglomérats et des grès étudiés (fig.22.23).

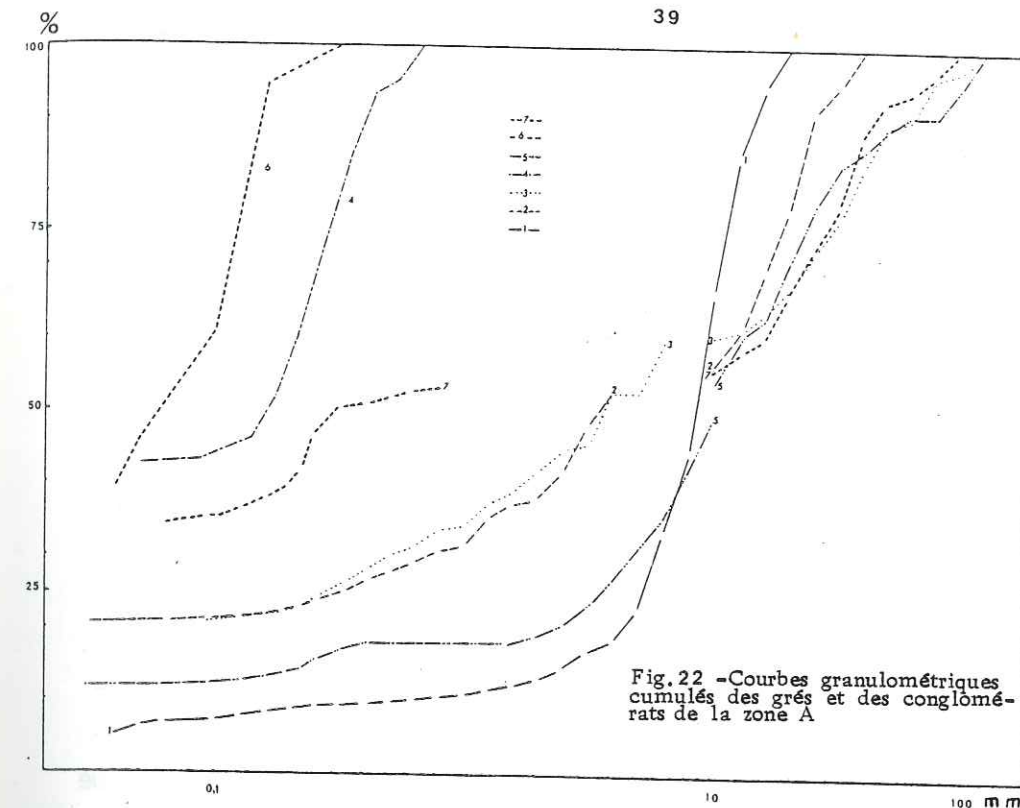


Fig. 22 - Courbes granulométriques cumulées des grès et des conglomérats de la zone A

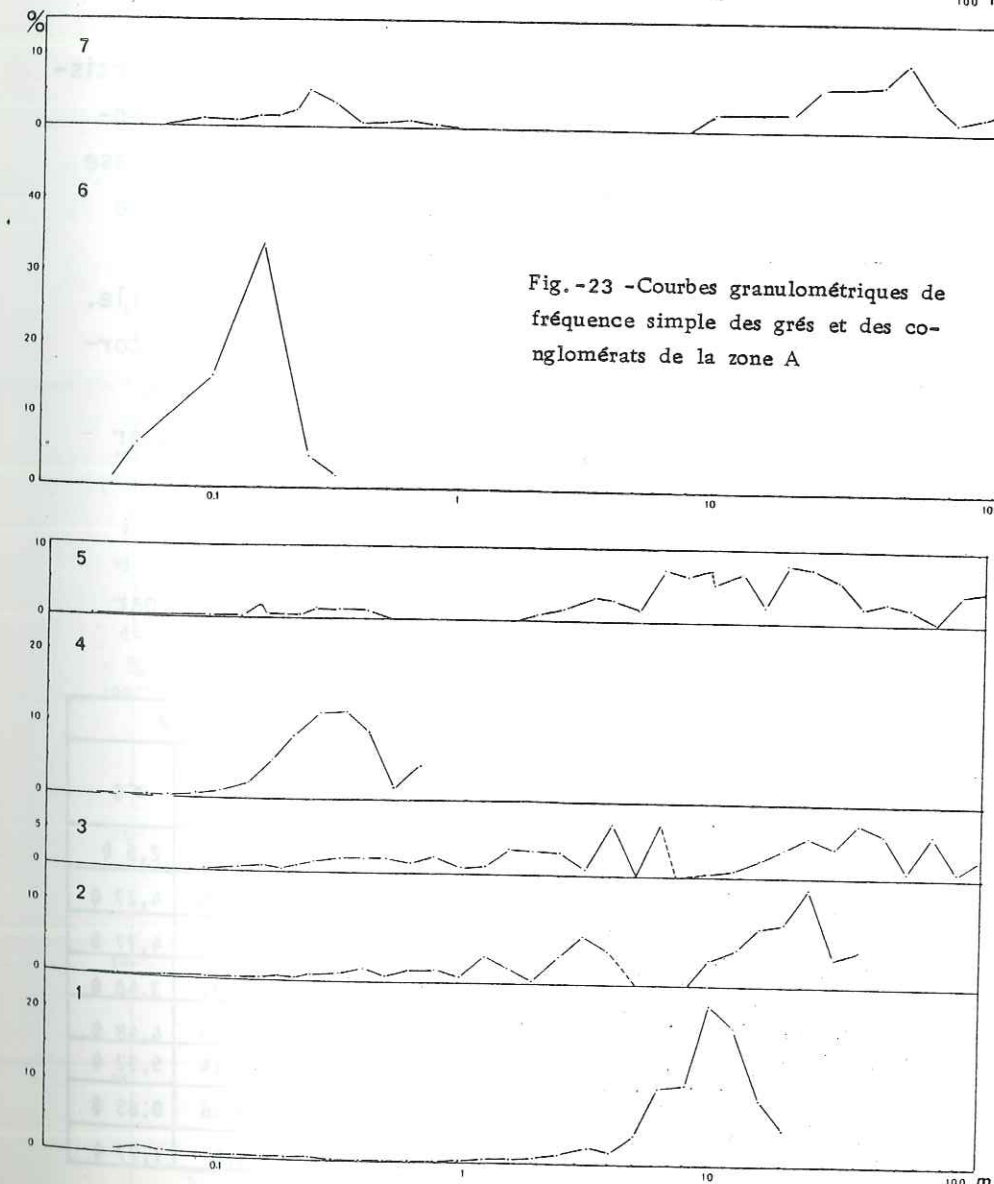


Fig. 23 - Courbes granulométriques de fréquence simple des grès et des conglomérats de la zone A

. Pour les conglomérats, l'étalement des courbes indique un mauvais classement dans les parties fines, leur pente plus forte, un meilleur classement dans les parties grossières (notamment pour l'échantillon 1).

Les indices du classement (Sorting) sont élevés et caractérisent un dépôt fluviatile.

L'immaturité (mauvais triage) des sédiments, marquée par la plurimodalité des courbes de fréquences simples (Ech. 2, 3, 5, 7), confirme ce type de dépôt fluviatile.

. Pour les grès, l'assez forte pente des courbes cumulatives, l'unimodalité des courbes de fréquences simples et les indices de classement indiquent un dépôt mieux classé et trié, mais toujours fluviatile (limons de débordement ?).

Le diagramme Q₃ Md Q₁ (fig. 34A) met en évidence l'évolution de la sédimentation de la base au sommet de cette zone : augmentation de la grossièreté générale et du mauvais classement, modification du S K_G d'abord positive qui évolue vers la négative.

Le diagramme C M (fig. 35 A) est incomplet : nos échantillons se répartissent au niveau de trois segments du diagramme classique de Passega : dans le segment PQ se trouvent les plus gros sédiments, transportés par roulement ; à la base du segment QR et dans le segment RS se trouvent les sédiments gréseux (limons de débordements ?) transportés en suspension dégradée ou en suspension uniforme.

En conclusion, la sédimentation de la zone A est entièrement fluviatile. Les appareils fluviatiles responsables de cette sédimentation étaient de type torrentiel, plus ou moins violents. Les sédiments fins peuvent avoir été déposés pendant une période plus calme par des courants de moindre énergie ou constituer des limons de débordement déposés après une crue.

2) Zone B

Les résultats de huit analyses granulométriques dont deux (1 et 2) par tamisage sont présentées dans le tableau 4 ci-après :

N° échantillon	En unité millimétrique							En unité ϕ			
	Q ₁	Q ₂	Q ₃	S ₀	Qd ϕ	Hé	S	SK ϕ	Mz	σG	
8	2,55	28	50	4,42	2,16	0,5	0,162	+ 0,63	- 3,71	2,5 ϕ	
7	1,6	24	62	6,2	2,67	1,1	0,172	+ 0,59	- 2,85	4,27 ϕ	
6	0,5	6,25	60	10,95	3,5	1,55	0,768	+ 0,225	- 1,93	4,77 ϕ	
5	0,75	14,0	39	7,2	2,9	1,2	0,194	+ 0,47	- 2,71	3,48 ϕ	
4	0,575	29	64	10,55	3,45	0,8	0,04	+ 0,70	- 2,73	4,48 ϕ	
3	0,575	17	49	9,23	3,25	1,54	0,09	+ 0,54	- 2,14	5,32 ϕ	
2	0,052	0,095	0,129	1,55	0,67	0,4	0,74	+ 0,29	+ 3,56	0,85 ϕ	
1	0,021	0,028	0,063	1,73	0,80	0,41	1,68	- 0,33	+ 4,8	1,27 ϕ	

Tableau 4 - Caractéristiques granulométriques de la zone B

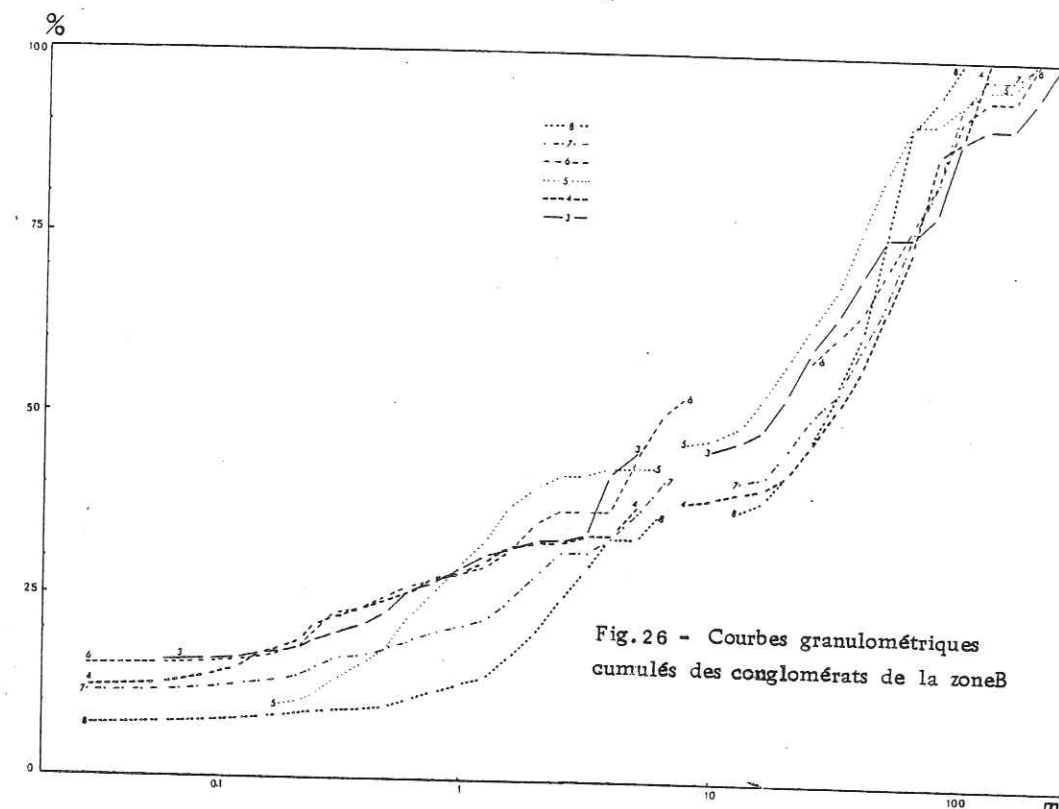


Fig. 26 - Courbes granulométriques cumulé des conglomérats de la zone B

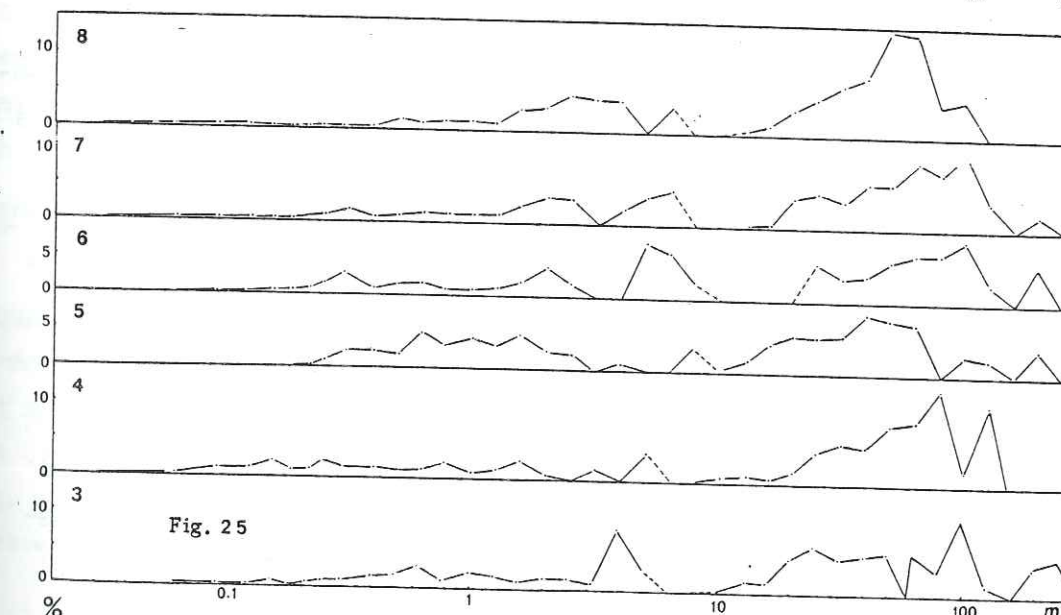


Fig. 25

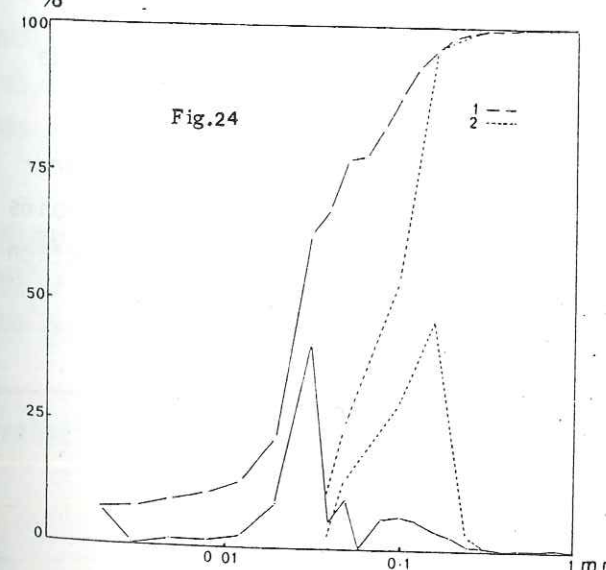


Fig. 24

Fig. 25 - Courbes granulométriques de fréquence simple des conglomérats de la zone B
Fig. 24 - Courbes cumulatives et de fréquence simple des sédiments fins de la zone B

Formation de Kerman inférieure

Les courbes cumulatives (fig. 24) sont bien redressées. La courbe n°1 (couches silteuses) est sigmoïdale. Les courbes fréquences simples montrent une nette modalité à 0,16 mm pour les bancs gréseux, à 0,032 mm pour les bancs silteux. Les sorting sont faibles (tableau 4) et caractérisent des sédiments modérément classés.

Le diagramme Q_3 Md Q_1 (fig. 34 B) et le tableau ci-dessus indiquent que :

- les grès ont un skewness positif, une médiane voisine de $+3\phi$ (0,095 mm) ; il est bien classé à la partie grossière (entre la médiane et le troisième quartile).
- le silt est bien classé à la partie fine (entre le premier quartile et la médiane) ; il a un skewness négatif et une médiane voisine de $+5\phi$ (0,028 mm).

Le diagramme de CM (fig. 35 B) indique un transport par suspension uniforme :

Formation de Kerman supérieure

Les courbes cumulatives sont ressemblantes entre elles (fig. 26), elles sont très étalées avec un faible pourcentage (7 % - 16 %) de particules de dimensions inférieures à $+4\phi$ (62 microns). Les courbes de fréquences simples (fig. 25) sont plurimodales avec un mode assez important entre 40 et 100 mm, caractérisent les dépôts immatures. Les indices Q_1 , Q_2 et M_z (mean) sont beaucoup plus élevés par rapport à ceux de la zone A et marquent une augmentation de la dimension des galets vers le sommet.

Les sorting très élevés (tableau 4) révèlent des sédiments très mal classés. Les valeurs de l'asymétrie indiquent un dépôt rapide dans un milieu turbulent qui concentre les matériaux grossiers en éliminant les matériaux fins.

Le diagramme Q_3 Md Q_1 (fig. 34 B) met en évidence le mauvais classement fractions fines des conglomérats (entre le premier quartile et la médiane) et un meilleur classement dans les fractions grossières.

Le diagramme de CM (fig. 35 B) indique un transport par roulement de ces sédiments.

En conclusion, l'agent de transport est fluviatile de type rapide brutal et turbulent. Les sédiments de la zone B sont nettement plus grossiers, moins classés et moins triés que ceux de la zone A. On peut donc proposer une direction de courant de la zone B vers la zone A.

3). Zone C

N° échantillon	En unité millimétrique							En unité ϕ		
	Q_1	Q_2	Q_3	S0	Qd0	Hé	S	SKG	Mz	σG
6	0,95	9,8	40,0	6,48	2,74	0,68	0,39	+ 0,312	- 2,45	4,07 ϕ
5	0,575	10,5	54,0	9,69	3,31	0,88	0,281	+ 0,291	- 2,59	4,18 ϕ
4	0,115	1,3	41,5	18,99	4,29	2,3	2,82	-	-	> 5,5 ϕ
3	< 0,02	0,4	28,0	> 37	-	1,9	3,5	-	-	> 5,5 ϕ
2	< 0,031	0,306	11,5	> 19,2	-	2,9	3,8	-	-	> 4,6 ϕ
1	0,041	0,049	0,085	1,43	0,65	0,3	1,45	-	-	> 0,75 ϕ

Tableau 5 - Caractéristiques granulométriques de la zone C

Formation de Kerman inférieure

On y retrouve les mêmes caractéristiques que pour la zone B : courbe cumulative redressée (fig. 27), courbe de fréquences simples unimodale, mode très proche à la médiane (fig. 28) faibles valeurs des indices de mauvais classement, asymétrie positive et skewness négatifs (Q_1 -Md < Md- Q_3 , fig. 34C). Le transport en suspension uniforme (fig. 35 C) aboutit à un dépôt par un appareil fluviatile.

Formation de Kerman supérieure

Les conglomérats présentent des courbes cumulatives très étalées (fig. 27) comparables à celles des zones A et B. Le classement est mauvais. Les courbes de fréquences simples (fig. 28) sont plurimodales et présentent trois modes principaux : un mode dans la fraction fine à 0,312 mm ; un mode dans la fraction moyenne à 6,2 mm en C_1 , à 12,5 mm en C_2 et C_3 ; et un mode dans la fraction grossière à 25 mm en C_1 , à 125 mm en C_2 et à 100 mm en C_3 . Les paramètres Q_1 , Q_2 et Q_3 montrent une nette croissance vers le sommet de la formation.

Le diagramme Q_3 Md Q_1 (fig. 34C) confirme ce mauvais classement et l'augmentation progressive de la grossièreté générale de bas en haut de la formation. L'asymétrie indique un dépôt en milieu non turbulent pour les sédiments 2, 3 et 4 ; très turbulent pour les sédiments 5 et 6.

Le diagramme Mc de Passega (fig. 35 C) montre une forte dispersion des sédiments, témoins d'une forte hétérométrie (échantillons 2,3,4). Nous en déduisons un type de transport par roulement pour les sédiments grossiers et par suspension pour les sédiments fins.

En conclusion. Comme pour les zones précédentes, l'agent de transport est fluviatile, alimenté par des courants rapides. Les sédiments de la zone C sont

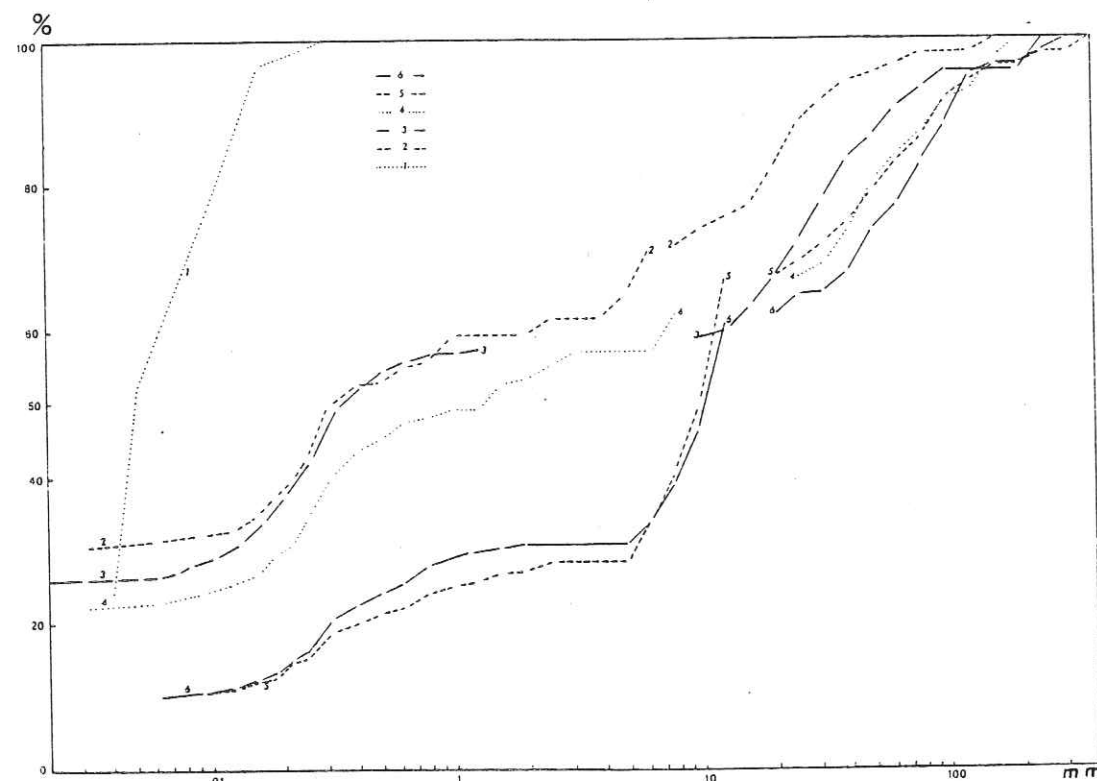


Fig. 27 Courbes granulométriques cumulé des conglomérats et des sédiments fins de la zone C

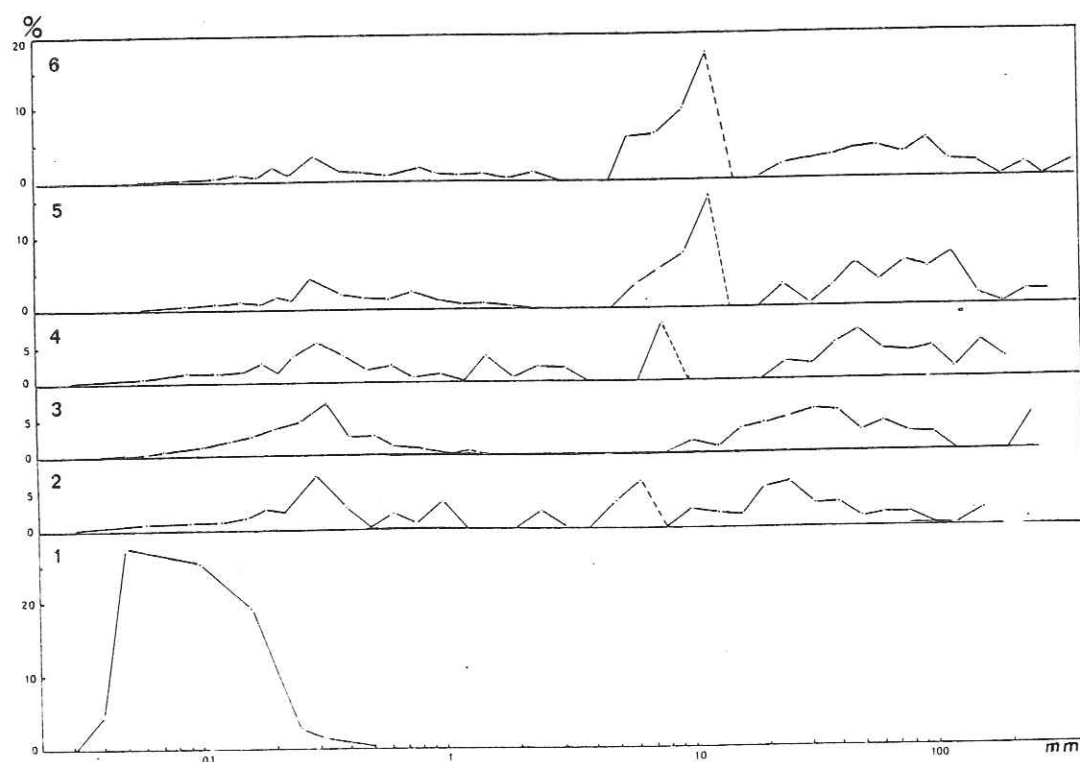


Fig. 28 - Courbes granulométriques de fréquence simple des conglomérats et des sédiments fine de la zone C

plus fins que ceux de la zone B et plus grossiers que ceux de la zone A, mais, ils sont plus mal classés que les sédiments des deux zones précédentes. L'augmentation de la dimension des particules de la base vers le sommet de la formation est parallèle à l'augmentation du pourcentage des galets de calcaire crétacé (cf. comptage pétrographique). La grande ressemblance des parties fines des courbes de fréquences simples (fig. 28, Ech. 2, 3, 4, 5, 6) permet l'interprétation suivante : les particules fines (mode à 0,312-0,333) proviennent de la même zone distributrice et toujours en quantités constantes ; les galets de calcaire crétacé augmentent progressivement d'importance et de dimension (mode de 6,2 à 12,5 et de 26 à 125) dans les sédiments de bas en haut de la formation, ce qui diminue proportionnellement le pourcentage des particules fines et les sédiments deviennent donc mieux classés vers le sommet.

4) Zone D

Les résultats de 11 analyses granulométriques dont une par tamisage (échantillon 3) sont présentés dans le tableau 6. L'abondance des matrices fines (silteuses) et carbonatées nous a souvent empêché de représenter les courbes dans leur totalité par absence des paramètres Q_1 et même parfois de la médiane, (Ech. 8 et 10) et de calculer les différents indices. En substituant les fractions plus fines observées dans chaque échantillon au paramètre Q_1 , nous avons cependant pu calculer les limites minimales des indices (S_0) et ($Q_d\phi$) et la limite maximale de l'indice d'asymétrie.

N° échantillon	En unité millimétrique							En unité ϕ		
	Q_1	Q_2	Q_3	S_0	$Q_d\phi$	Hé	S	SKG	Mz	σG
11		< 0,03	0,275	34,5	>> 33,9	-	1,95	<< 13,6	-	>> 5,2 ϕ
10		-	< 0,031	0,28	-	-	2,6	-	-	-
9		< 0,031	0,45	3,5	>> 10,6	>> 3,0	2,8	<< 0,53	-	>> 4,6 ϕ
8		-	< 0,03	0,088	-	-	2,2	-	-	-
7		< 0,03	0,28	0,66	>> 4,6	>> 1,95	1,2	<< 0,25	-	>> 2,5 ϕ
6		< 0,03	0,65	4,0	>> 11,2	>> 2,9	2,0	<< 0,28	-	>> 4,5 ϕ
5		< 0,031	0,062	0,145	>> 2,1	>> 1,3	1,1	<< 1,1	-	>> 2,4 ϕ
4		0,175	2,2	16,5	9,7	3,31	1,55	0,59	-	>> 3,5 ϕ
3		-	< 0,020	0,185	-	-	1,4	-	-	?
2		0,018	0,027	0,065	1,9	0,95	0,55	1,6	- 0,66	+ 3,8
1		< 0,021	0,070	0,112	>> 2,3	>> 2,1	0,6	<< 0,48	-	>> 1,37 ϕ

Tableau 6 - Caractéristiques granulométriques de la zone D

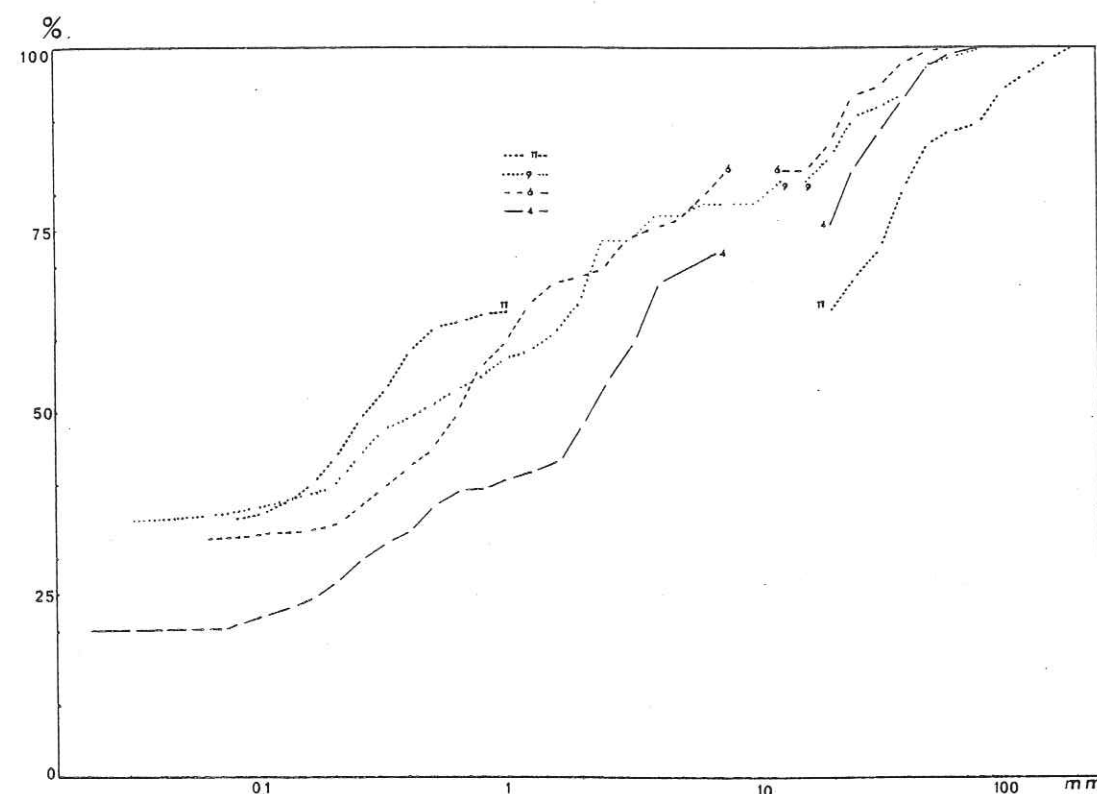


Fig. 30 - Courbes granulométriques cumulés des conglomérats de la zone D

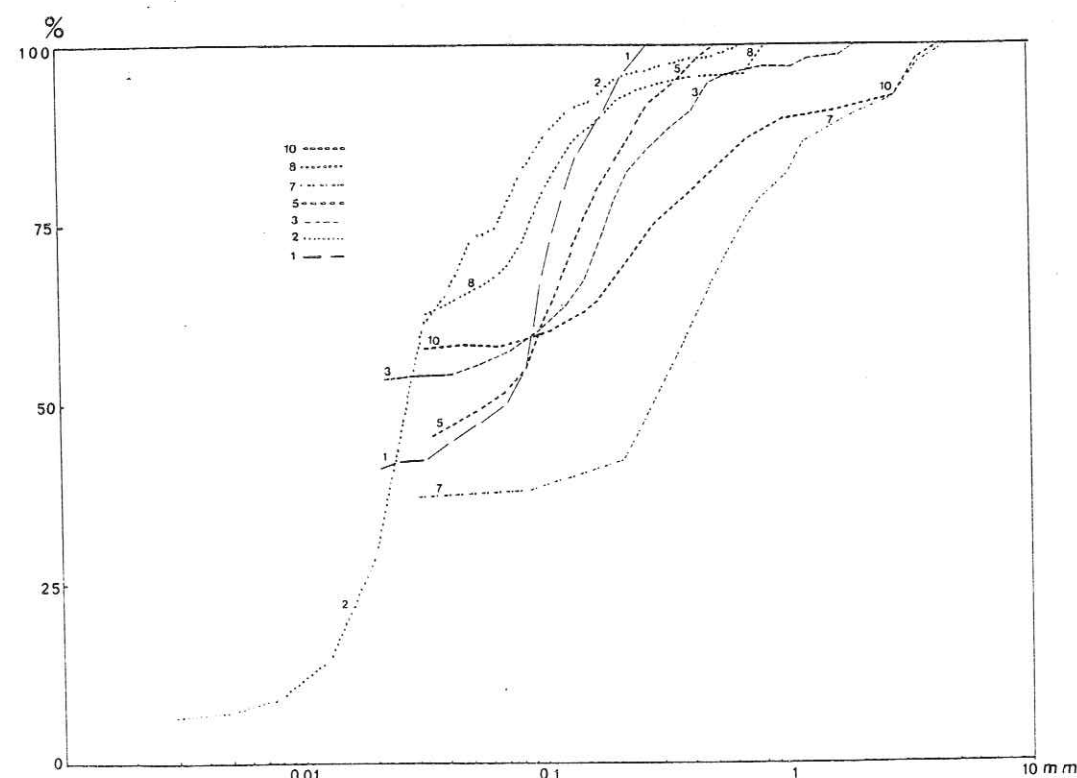


Fig. 29 - courbes granulométriques cumulés des sédiments fins de la zone D

Formation de Kerman inférieure

Les courbes cumulatives sont plus ou moins sigmoïdales, relativement redressées (fig. 29; 1, 2, 3) et les courbes de fréquences simples sont plurimodales (fig. 31; 1, 2, 3) avec un mode principal autour de 0,1 mm pour les couches gréseuses (éch. 1 et 3) et 0,031 mm pour les couches silteuses (éch. 2). Les sédiments faiblement classés (poorly sorted) et submatures ont donc été déposés rapidement dans un milieu turbulent.

Le diagramme C.M. (fig. 35 D, Ech. 1, 2 et 3) indique un transport en suspension uniforme par un appareil fluvial.

Formation de Kerman supérieure

Les bancs gréseux présentent des courbes granulométriques identiques à celles de la formation de Kerman inférieure : fort pourcentage de matrice, courbes cumulatives étalées (fig. 29, Ech. 5, 7, 8, 10), courbes de fréquences simples plurimodales, mais toujours avec un mode principal (fig. 31). Les indices de mauvais classement et l'hétérométrie sont forts et indiquent des sédiments très mal classés et immatures.

Le diagramme C.M. de Passega (fig. 35 D) indique un transport en suspension dégradée pour les échantillons 7 et 10 et en suspension uniforme pour les échantillons 5 et 8, par un appareil fluvial.

Les couches conglomératiques présentent des courbes cumulatives très étalées (fig. 30), parfois proches du faciès logarithmique de A. Rivière (1952) (éch. 6 et 9) caractérisant des sédiments mal classés peu ou non évolués. La plurimodalité des courbes de fréquences simples, marquées par l'absence d'un mode principal a mis en évidence des sédiments immatures (mal triés) caractéristiques d'une sédimentation fluviale. (fig. 31).

Les indices de mauvais classements très forts, l'hétérométrie très élevée, la Standard Deviation toujours supérieure à $3,5 \phi$, caractérisent des sédiments très mal classés, peu à non évolués.

Le tableau 6 et le diagramme Q_3 Md Q_1 (fig. 34 D, éch. 4, 6, 9, 11) mettent en évidence une évolution du bas vers le haut de cette formation conglomératique, vers un plus mauvais classement, un plus mauvais triage (immaturité) et un skewness plus positif ($Q_1 - Md > Md - Q_3$).

La localisation des conglomérats sur le segment PQ du diagramme C.M. de Passega (fig. 35 D) indique un mode de transport par roulement par un appareil fluvial.

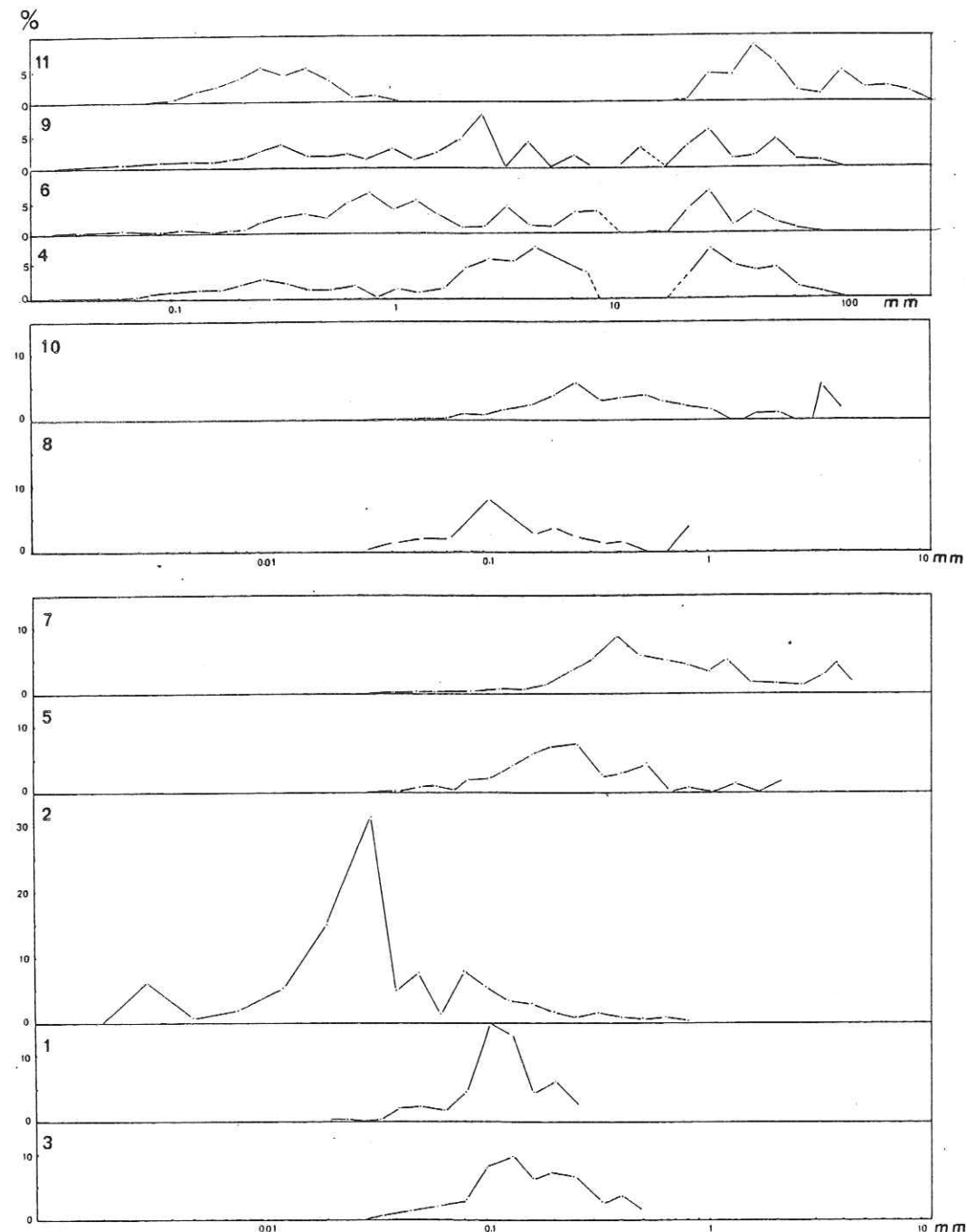


Fig. 31 - Courbes granulométriques de fréquence simple des conglomérats et des sédiments fins de la zone D

En conclusion : Les sédiments de la zone D sont transportés par un appareil fluviatile, peu turbulent, avec concentration des particules fines (plus de 50 % inférieurs à 2 mm). Les couches silteuses sont identiques à celles de la zone B (limon de débordement), les galets des couches conglomératiques ont subi un transport assez important et, au contraire des zones B et C, le classement est plus mauvais au sommet qu'à la base.

5) Zone E (tableau 7)

Les courbes cumulatives (fig. 32) se scindent nettement en deux parties : une partie bien redressée caractérise les sédiments grossiers et bien classés, une partie étalée représente les fractions fines, très mal classées. Les courbes de fréquences simples (fig. 33) sont plurimodales et caractérisent des sédiments mal triés, immatures. Les modes principaux se trouvent dans la partie grossière, autour de 20 à 40 mm (éch. 1, 2, 3) ou de 100 mm (éch. 5).

La comparaison entre les courbes et entre les paramètres Q_2 et Q_3 (tableau 7) indique une augmentation progressive de la proportion des fractions fines vers le haut pour aboutir à la mise en place d'un sédiment silteux (éch. 4). Les indices de mauvais classement et la Standard Deviation sont très élevés, l'asymétrie est négative, ce qui caractérise des sédiments fluviatiles déposés dans un milieu turbulent.

N° Echantillon	En unité millimétrique							En unité		
	Q_1	Q_2	Q_3	SO	QdQ	Hé	S	SKG	Mz	σG
5	0,215	85	115	23,1	4,6	0,45	0,003	-	-	>>6,2
4	0,072	<0,030	0,2	1,6	0,75	1,6	0,68	-	-	-
3	<0,030	0,173	31	>32,0	-	1,4	-	-	-	>5,15
2	0,02	20,9	34	41,2	5,4	0,9	0,001	-	-	>5,4
1	0,9	24	49	7,3	2,9	0,78	0,076	-	-	>5,0

Tableau 7 : caractéristiques granulométriques de la zone E

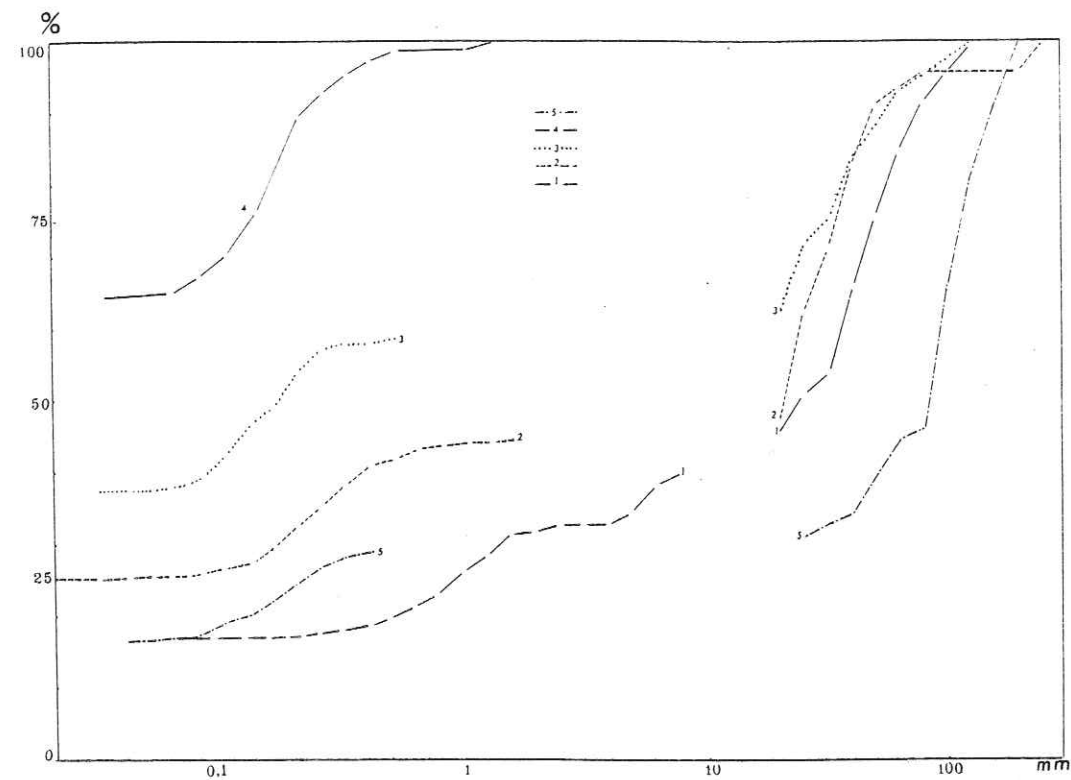


Fig. 32 Courbes granulométriques cumulé des conglomérats et des sédiments fins de la zone E

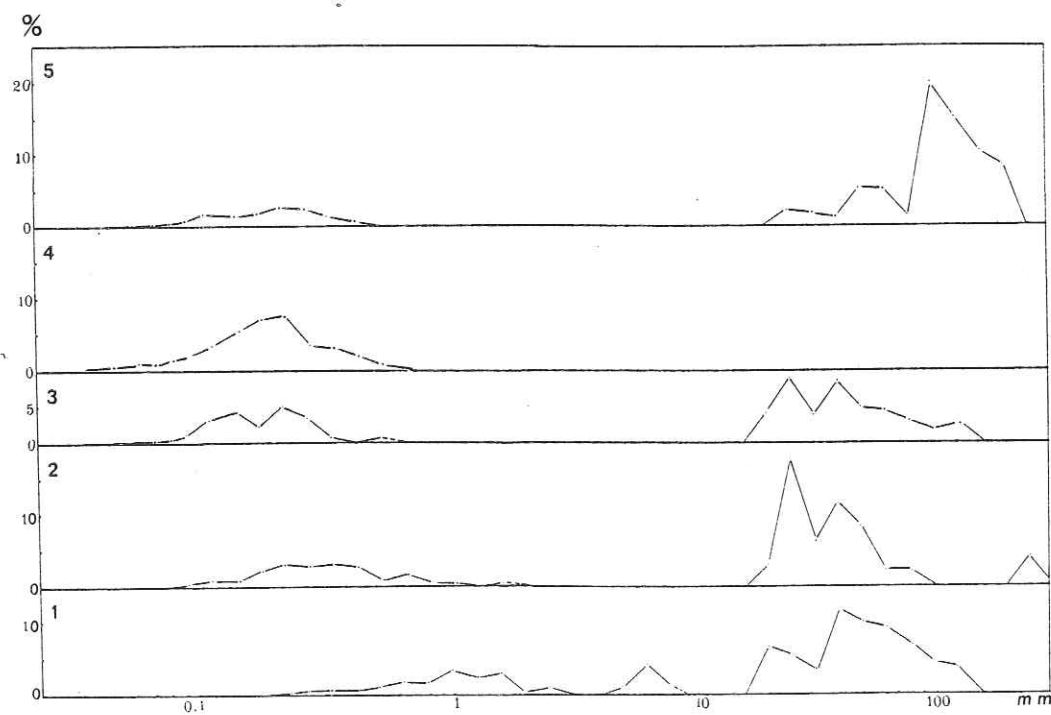


Fig. - 33 Courbes granulométriques de fréquence simple des conglomérats et des sédiments fins de la zone E

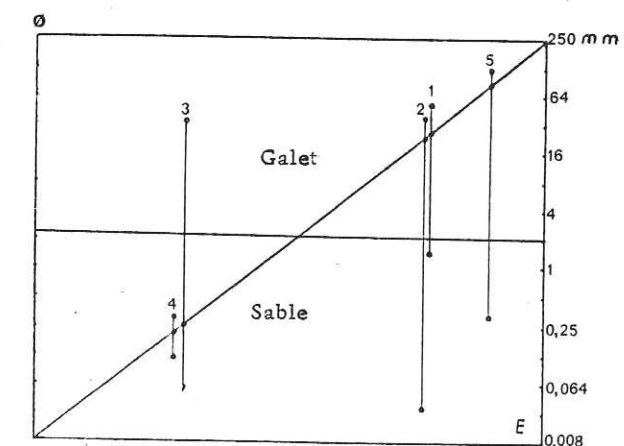
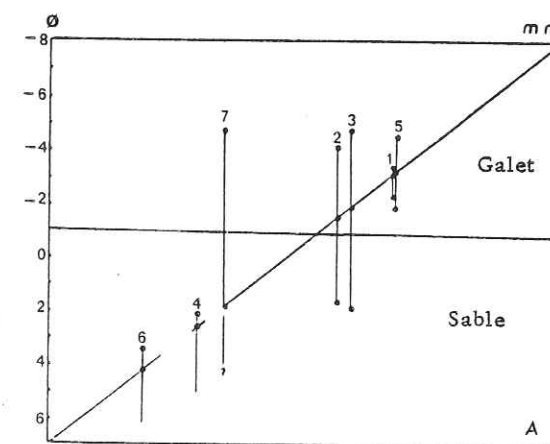
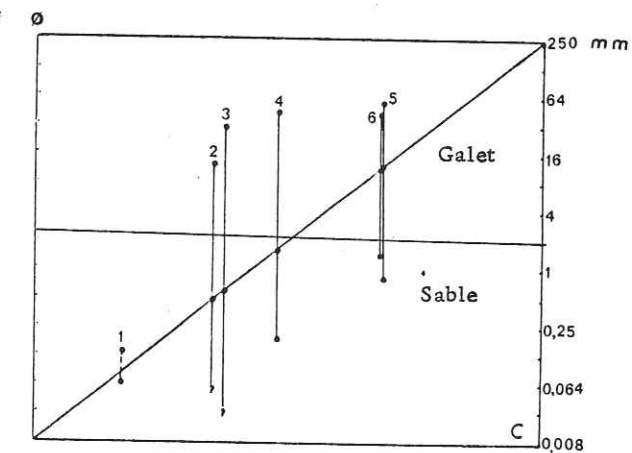
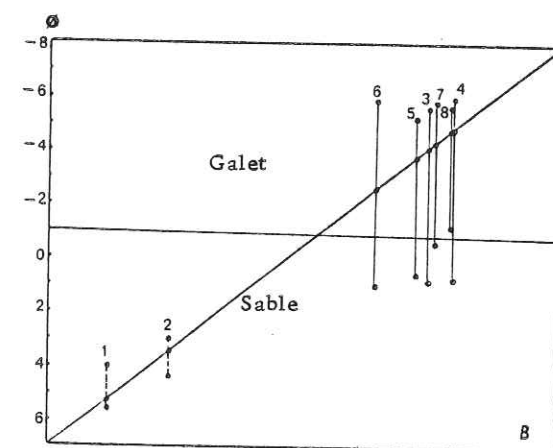
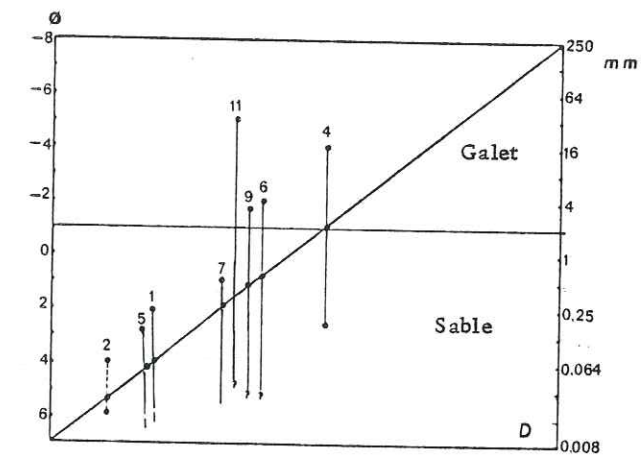
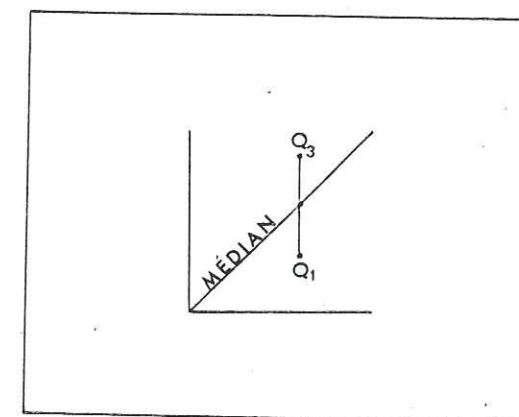
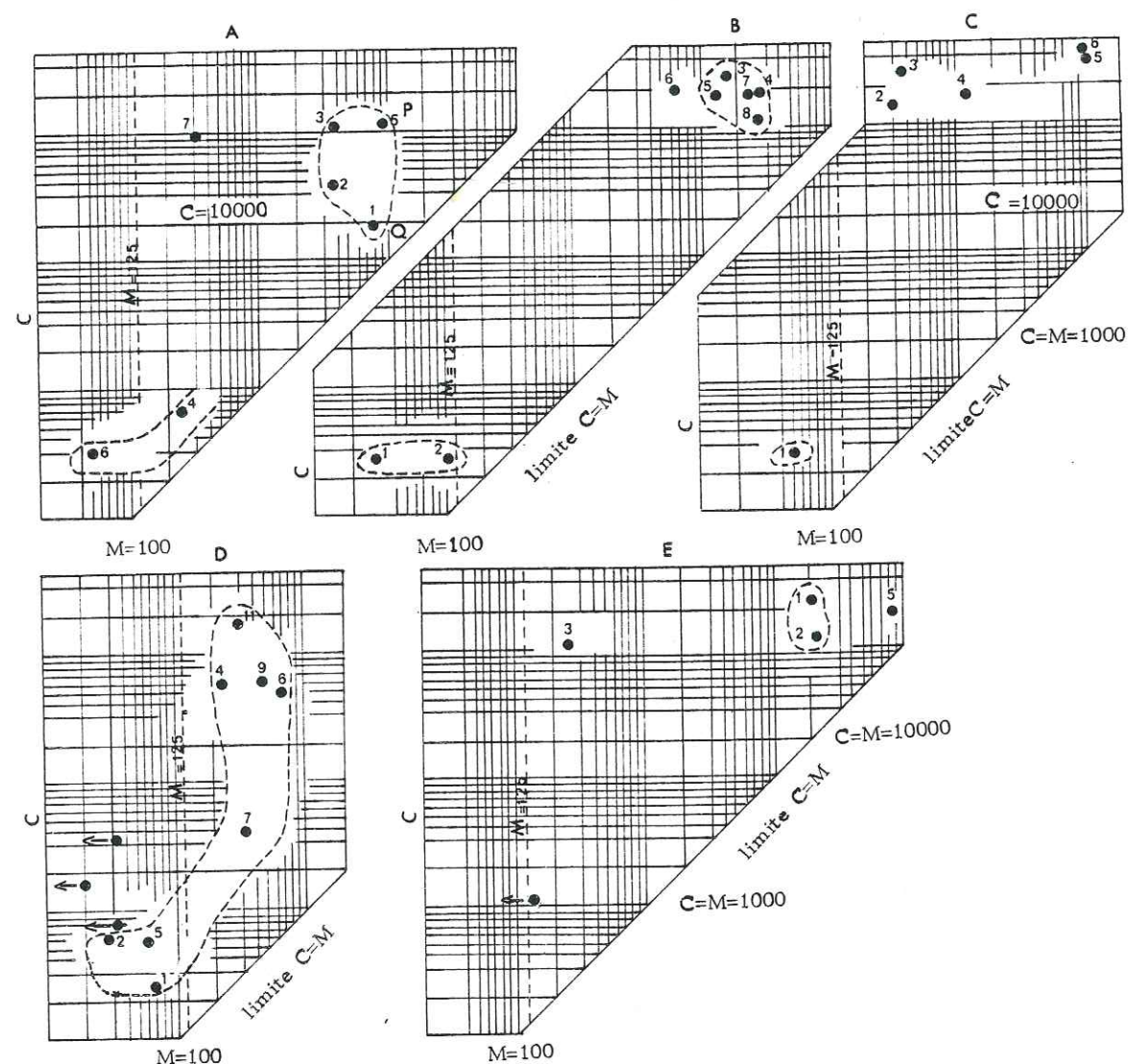


Fig. 34-Représentation géographique de diagrammes O_3 , Md , Q_1 des zones A, B, C, D et E. (D. J. Doeglas 1968).



M= médiane en microns

C= un pourcentage en microns

limite dont 50% d'un échantillon consiste des particules à dimension inférieure de 125 microns

Fig. 35 - Diagramme CM de Passega

Le diagramme Q_3 Md Q_1 (fig. 34E) représente l'évolution des médianes des conglomérats (éch. 1, 2) vers les sables (éch. 3 et 4) quand on monte dans la série, le skewness est d'abord positif (1 et 2) puis négatif (3 et 4) puis à nouveau positif (éch. 5).

Le diagramme C.M. (fig. 35E) présente un mode de transport par roulement pour les échantillons 1, 2, 3 et 5 ; en suspension pour l'échantillon 4.

En conclusion, les sédiments de la zone E sont transportés par un appareil fluvial de type torrentiel et turbulent (éch. 1, 2, 3, 5). Les sédiments fins (comme par exemple l'échantillon 4) peuvent avoir été déposés au cours d'une période relativement calme par un courant de faible énergie.

6) Conclusion générale à l'étude granulométrique

a) Le mauvais classement des sédiments conglomératiques de la formation de Kerman supérieure caractérise des dépôts fluviaux mis en place par des courants rapides et brutaux. Les sédiments fins de la formation de Kerman inférieure et ceux de la formation de Kerman supérieure peuvent avoir été déposés en périodes assez calmes (décrues) ou bien ils caractérisent des limons de débordement déposés au cours des crues.

b) La représentation des indices d'hétérométrie de Cailleux et du $Qd\phi$ de Krumbein (fig. 36) d'abord pour chaque zone et puis, sous forme d'histogramme pour toutes les zones, et leur comparaison avec les histogrammes de sédiments marins ou fluviaux (Cailleux et Tricart, 1959) confirment l'origine continentale de ces sédiments.

c) Le mauvais triage des sédiments (immaturity) est général ; cette immaturité indique une pluralité des sources d'apports et un transport trop bref pour avoir permis une bonne homogénéisation, un dépôt de type continental ; elle aussi un signe d'une activité tectonique importante dans la région des sources d'apports et d'une subsidence rapide dans le bassin de sédimentation.

d) Dans les zones A, B, C et D, la sédimentation d'abord fine devient progressivement plus grossière vers le sommet ; c'est le contraire pour la zone E qui semble ainsi appartenir à un bassin différent.

e) Les sédiments des zones A et B sont légèrement mieux classés et mieux triés que ceux des zones C et D, eux-mêmes différents l'un de l'autre. Ainsi, on peut distinguer des ensembles assez hétérogènes les uns des autres ; ce phénomène est fréquent dans les bassins continentaux.

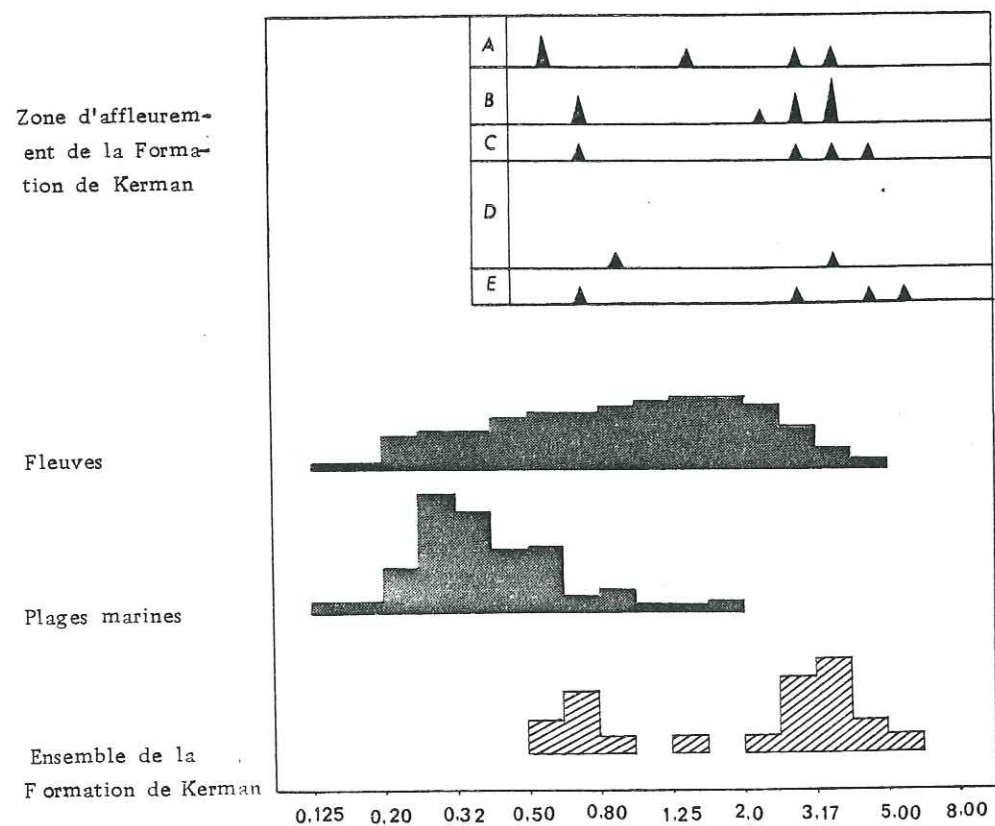
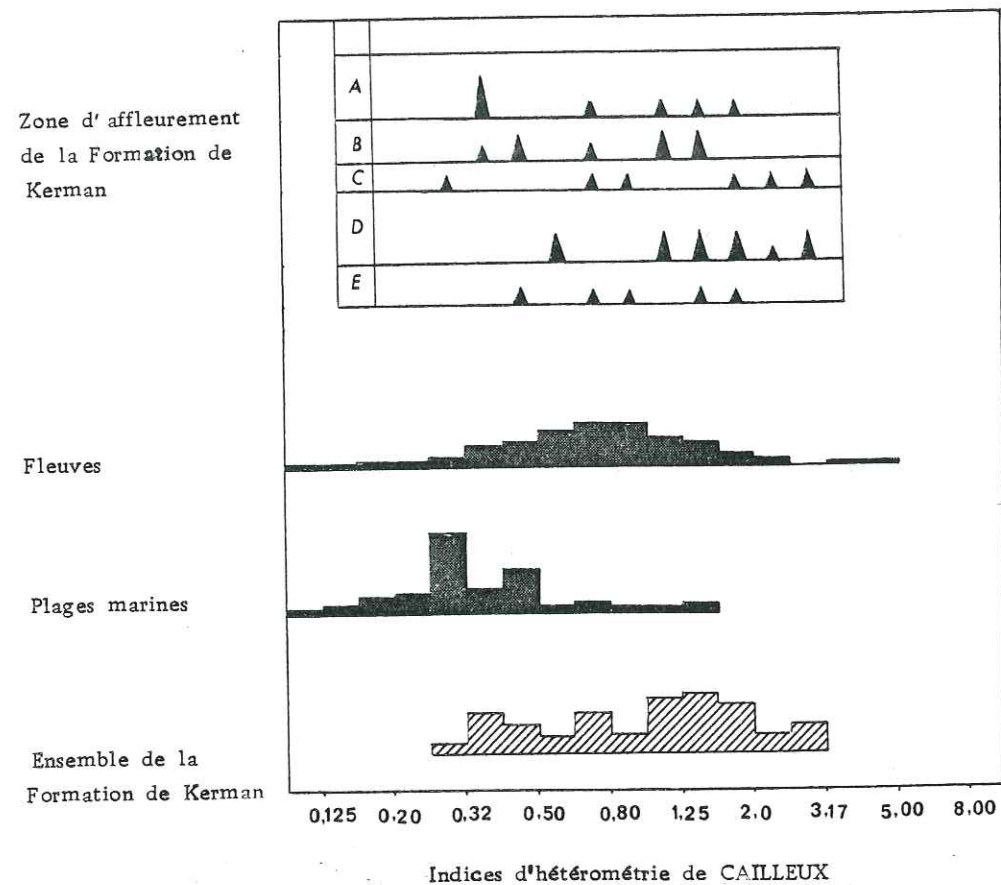


Fig. 36 - Qdphi de KRUMBEIN

II - ÉTUDE DE LA DISPOSITION DES GALETS

II - 1. LA METHODE

Elle consiste à mesurer l'inclinaison actuelle des galets et à retrouver la valeur originelle au moyen du canevas de Wulff (§ 1. CH. V)

En outre, les mesures de L_s et E_s permettent de calculer l'indice d'aplatissement (A. CAILLEUX et J. TRICART, 1959).

II - 2. REPRESENTATION DES RESULTATS (tableau 8 et fig. 39)

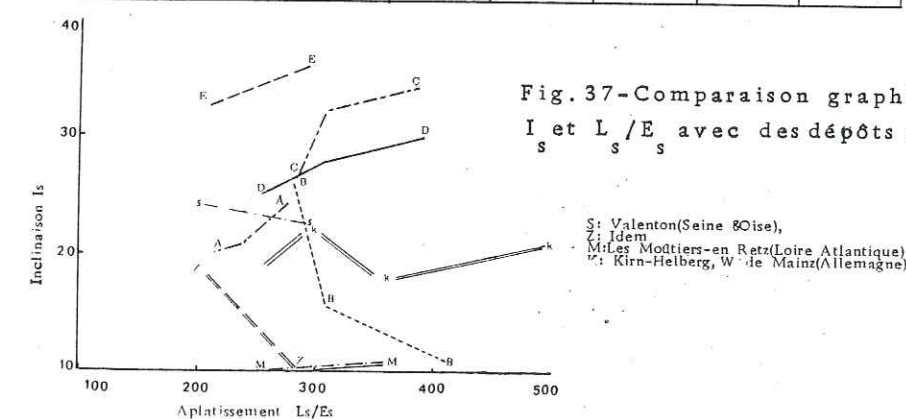
Sur un graphique, on porte en abscisse les valeurs de l'aplatissement et en ordonnée celles de l'inclinaison (A. CAILLEUX et J. TRICART, 1959, p.).

- fig. 37 : pour chaque zone, nous avons divisé les résultats en deux lots : faible aplatissement et fort aplatissement et pour chaque lot, nous avons calculé la médiane de l'inclinaison et celle de l'aplatissement et reporté sur le graphique les deux points ainsi obtenus, puis nous les avons reliés par une ligne. Nous avons aussi calculé les pourcentages des galets dont l'inclinaison est supérieure à 45° (tableau 8) et nous avons comparé ces pourcentages à ceux publiés par A. CAILLEUX et J. TRICART (1959, p. 16-20) pour les principaux appareils (fluviaux, marins, ...).

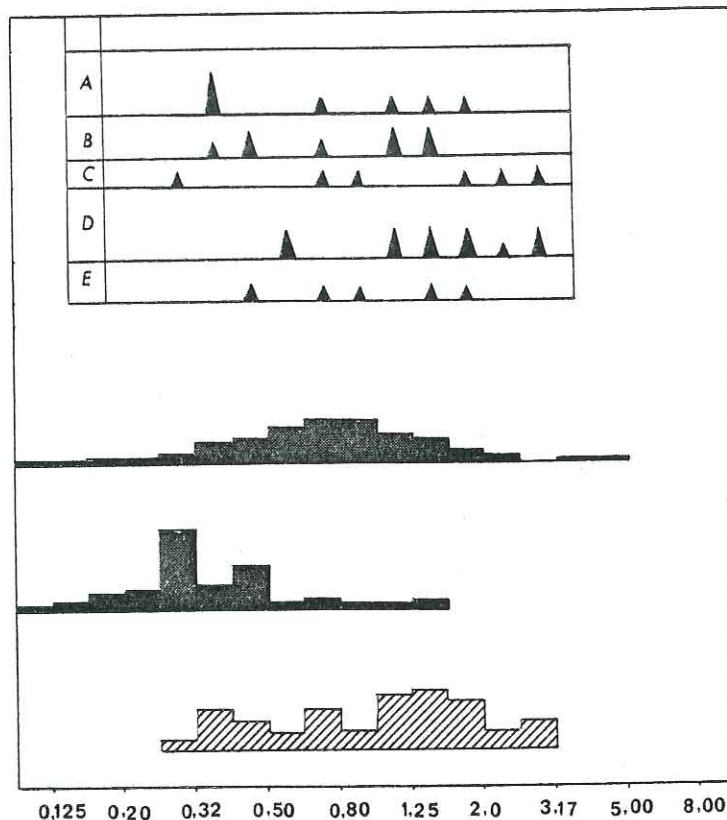
	Lot à aplatissement faible		Lot à aplatissement fort		I > 45° en %	md. A	md. I
	md.d(A)	md.d(I)	md.d'(A)	md.d'(I)			
Zone A	214	20°	272	24°	-	239	21
Zone B	280	26°	410	11°	10,3	310	16
Zone C	277	26°	385	34°	37	310	32
Zone D	266	25°	400	30°	26,4	310	28
Zone E	210	32°	294	36°	11	230	33

A=Aplatissement
md=Médiane
I=Inclinaison

Tableau 8



Zone d'affleurement
de la Formation de
Kerman



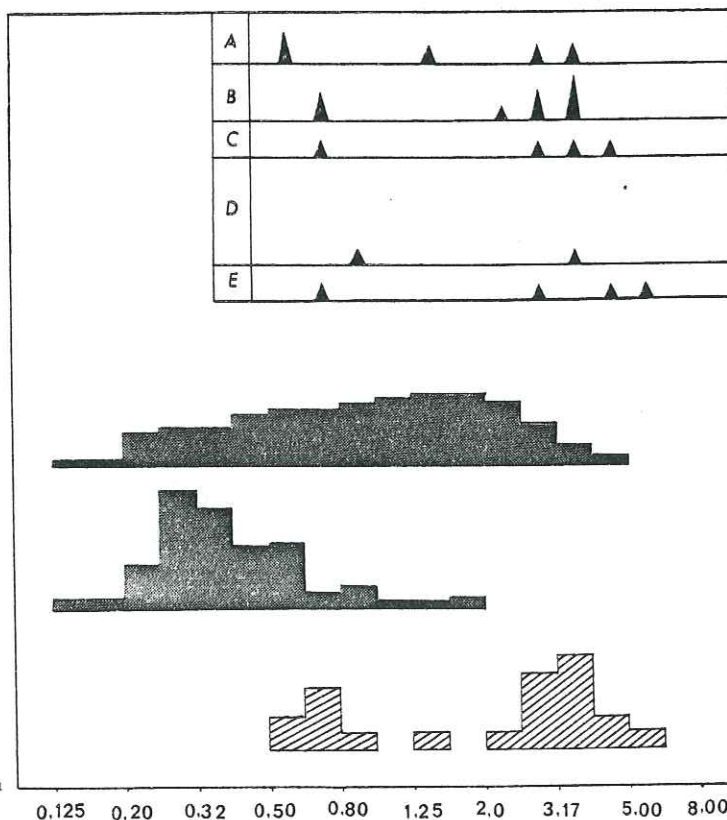
Fleuves

Plages marines

Ensemble de la
Formation de Kerman

Indices d'hétérométrie de CAILLEUX

Zone d'affleurem-
ent de la Forma-
tion de Kerman



Fleuves

Plages marines

Ensemble de la
Formation de Kerman

Fig. 36 - Qdphi de KRUMBEIN

II - ÉTUDE DE LA DISPOSITION DES GALETS

II - 1. LA METHODE

Elle consiste à mesurer l'inclinaison actuelle des galets et à retrouver la valeur originelle au moyen du canevas de Wulff (§ 1. CH. V)

En outre, les mesures de L_s et E_s permettent de calculer l'indice d'aplatissement (A. CAILLEUX et J. TRICART, 1959).

II - 2. REPRESENTATION DES RESULTATS (tableau 8 et fig. 39)

Sur un graphique, on porte en abscisse les valeurs de l'aplatissement et en ordonnée celles de l'inclinaison (A. CAILLEUX et J. TRICART, 1959, p.).

- fig. 37 : pour chaque zone, nous avons divisé les résultats en deux lots : faible aplatissement et fort aplatissement et pour chaque lot, nous avons calculé la médiane de l'inclinaison et celle de l'aplatissement et reporté sur le graphique les deux points ainsi obtenus, puis nous les avons reliés par une ligne. Nous avons aussi calculé les pourcentages des galets dont l'inclinaison est supérieure à 45° (tableau 8) et nous avons comparé ces pourcentages à ceux publiés par A. CAILLEUX et J. TRICART (1959, p. 16-20) pour les principaux appareils (fluviatiles, marins, ...).

	Lot à aplatisse- ment faible		Lot à aplatisse- ment fort		I > 45 en %	md. A	md. I
	md.d(A)	md.d(I)	md.d'(A)	md.d'(I)			
Zone A	214	20°	272	24°	-	239	21
Zone B	280	26°	410	11°	10,3	310	16
Zone C	277	26°	385	34°	37	310	32
Zone D	266	25°	400	30°	26,4	310	28
Zone E	210	32°	294	36°	11	230	33

A=Aplatissement
md=Médiane
I=Inclinaison

Tableau 8

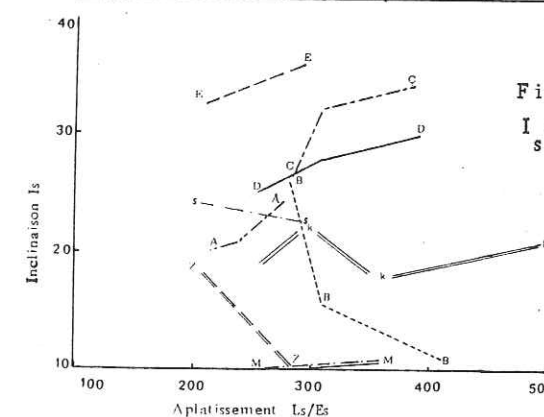


Fig. 37-Comparaison graphique des indices
I et L_s/E_s avec des dépôts de rivières

I - 3. INTERPRETATION DES RESULTATS

Zone A :

Le faible aplatissement des galets, l'inclinaison moyenne (22°) répartie autour d'une dispersion assez forte (tableau 8) confirment un dépôt en milieu fluviatile. L'absence des galets très inclinés (plus de 45°) permet de préciser que la pente du dépôt était faible (A. CAILLEUX, J. TRICART, tome III, 1959, p. 20).

Zone B :

On observe une importante dispersion des aplatissements et des inclinaisons (Tableau 8) de plus, l'inclinaison moyenne des galets (21°), le pourcentage des galets très inclinés (10,3 %, tableau 8) témoignent d'une origine fluviatile pour les sédiments de cette zone.

Zone C :

Le fort pourcentage (37 %) des galets très inclinés (tableau 8), l'unique direction des apports, le litage entrecroisé bien visible à la base de cette zone et la présence des dépôts alluviaux d'inondations (§) indiquent un milieu fluvio-torrentiel pour cette zone.

Zone D :

Les rapports entre aplatissement et inclinaison des galets (Fig. 37), le pourcentage des galets très inclinés (26,4 %, tableau 8) nous conduisent à un milieu fluviatile.

Zone E :

L'inclinaison moyenne des galets, identique à celle de la zone D (34°), le pourcentage des galets très inclinés (11 %, tableau 8) et le rapport entre L_s/E_s et I_s (fig. 37) représentent un milieu fluvio-torrentiel ou torrentiel.

I - 4. CONCLUSION

La formation de Kerman a été déposée par des cours d'eau fluviatiles ou torrentiels.

CHAPITRE QUATRIEME

RECHERCHE DES AGENTS DE TRANSPORT, D'ALTERATION ET D'USURE

1. Morphométrie des galets.

- Méthode.
- Représentation des résultats.
- Interprétation des résultats.

2. Exoscopie des grains de quartz, des grès et des conglomérats.

- Méthode.
- Résultats.
- Interprétation des résultats.
- Conclusion.

I - MORPHOMÉTRIE DES GALETS

I - 1. LA METHODE

La méthode est celle de A. Cailleux et J. Tricart (1959), qui nous a permis de calculer les différents indices pour déterminer l'agent de fragmentation et d'usure. Nous savons en effet que l'indice d'aplatissement donne une idée de la forme des galets et les indices d'émoussé et de dissymétrie représentent le degré d'usure.

Cette étude a été effectuée sur des lots de 100 galets de calcaire, de dolomie, de grès et de quartzite dégagés de leur matrice et de dimension centrées autour de 50 mm. Pour chaque galet nous avons mesuré la plus grande longueur (L), la plus grande largeur (l), la plus grande épaisseur (E), la dimension AC (à l'aide de pied à coulisse) et le rayon r_1 de la plus petite courbure des galets.

Les indices classiques suivants ont ensuite été calculés :

Indice d'émoussé $I = (2 r_1/L) 1000$

Indice d'aplatissement $A = (L + 1/2 E) 1000$

Indice de dissymétrie $D = (AC/L) 100$

I - 2. REPRESENTATION DES RESULTATS

Les résultats sont présentés sous forme de tableaux (9,10,11,12,13) des courbes cumulatives et d'histogrammes (fig. 38 - 46). Pour chaque indice, nous avons calculé la médiane, le pourcentage des galets faiblement usés et le pourcentage des galets fortement usés. En outre, pour étudier statistiquement la dispersion des différents indices, nous avons calculé leur "Standard Deviation" et puis leur Dispersion pour une moyenne de 68 % (probabilité) en utilisant la formule suivante (in R.L. FOLK, p. 55, 1974) :

$$s = \sqrt{\frac{(x^2) - \frac{(\sum x)^2}{n}}{n - 1}}$$

où x est l'indice d'un galet, n est le nombre des galets mesurés
dispersion = $\bar{x} \pm s$ $\bar{x}$ est la moyenne arithmétique.

Les médianes des différents indices de galets de calcaire sont représentées en fonction de leur position géographique et stratigraphique (fig. 47). Pour déterminer l'agent de fragmentation et d'usure, nous avons comparé les chiffres qui se trouvent dans les tableaux 9, 10, 11, 12, 13 aux moyennes citées par A.

Cailleux et J. Tricard (1959, t. III). Enfin, nous avons conjugué sur un même graphique les indices d'éroussé et d'aplatissement.

I - 3. INTERPRETATION DES RESULTATS

1) Zone A (tableau 9)

Dans cette zone, nous n'avons étudié que les galets de calcaire. Les médianes des indices de dissymétrie sont fortes ; elles varient entre 600 et 693 avec une moyenne de 636, les histogrammes (fig. 38) sont plurimodaux et les courbes cumulatives (fig. 38) étalées.

Les médianes des indices d'éroussé sont assez fortes : le pourcentage des galets faiblement éroussés est zéro, tandis que celui des galets fortement éroussés varie de 15,5 % jusqu'à 52,2 % avec une valeur moyenne de 37,3 %. Dispersion minimum : 316 et dispersion maximum : 614 (pour probabilité de 68 %).

Les indices d'aplatissement sont faibles : le pourcentage des galets faiblement aplatis varie de 21 % à 38,8 % avec une valeur moyenne de 32,1 % ; cette valeur pour les galets fortement aplatis est de 11 %. La dispersion d'aplatissement dans cette zone est 117 (limite inférieure) et 247 (limite supérieure).

Les histogrammes sont bimodaux ou unimodaux (fig. 38) avec des courbes cumulatives plus ou moins étalées qui révèlent un faible pourcentage des galets fortement usés.

La plurimodalité induit que les galets parviennent de plusieurs sources. La comparaison des médianes de chacun des trois indices avec les tableaux du tome III de A. Cailleux et J. Tricart (1959) nous adresse vers le façonnement fluviatile. La représentation conjuguée des indices d'éroussé et d'aplatissement confirme cette hypothèse et précise que les galets ont subis un transport assez long.

Conclusion

L'étude morphométrique des galets de la zone A révèle des éléments très dissymétriques, éroussés mais peu aplatis qui indiquent un transport de type fluviatile long. L'examen plus fouillé des courbes cumulatives et des histogrammes révèle un abondant apport peu évolué (de provenance sans doute assez proche) qui se superpose à un apport plus évolué, de provenance plus lointaine.

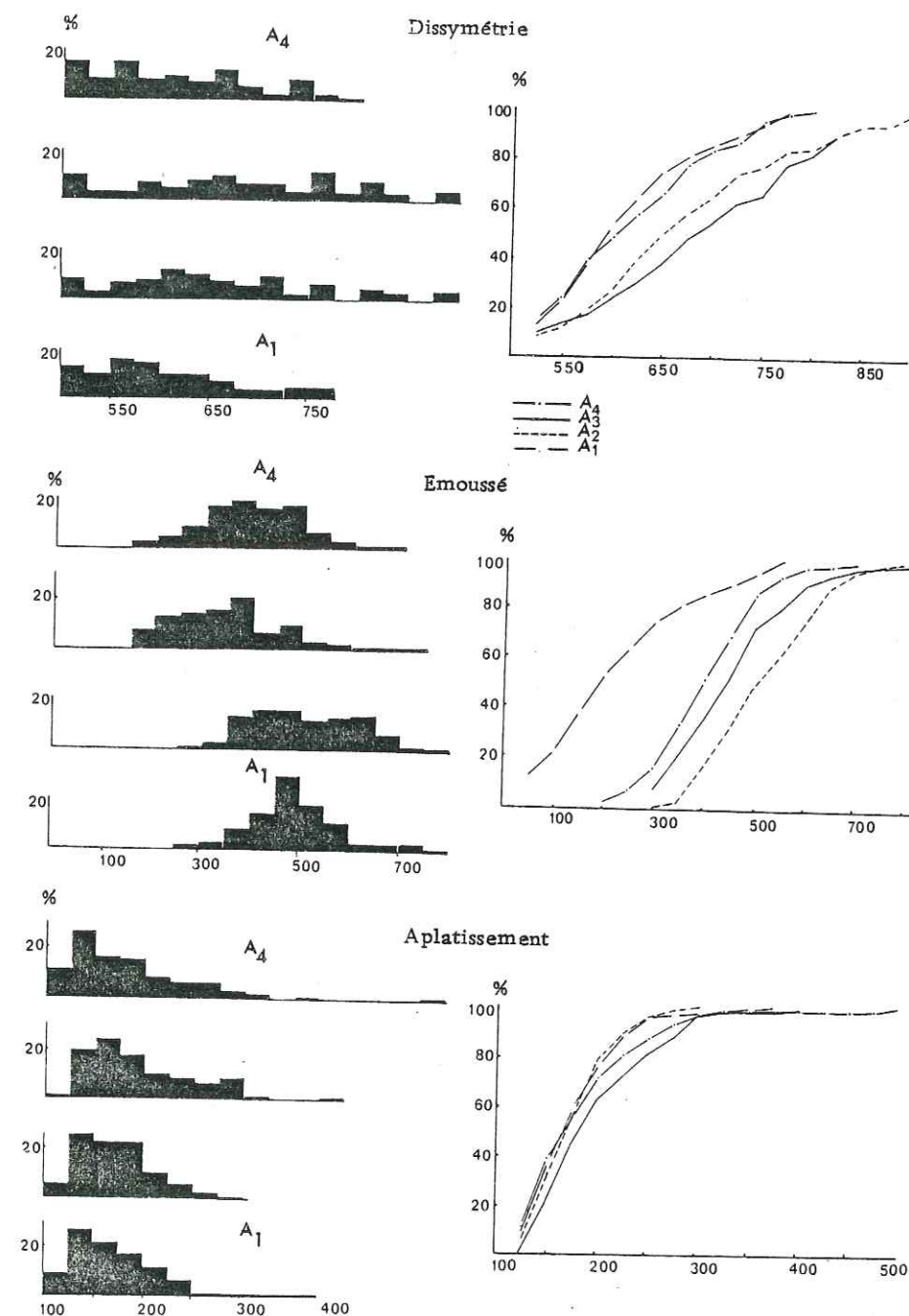


Fig. 38-Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie d'éroussé et d'aplatissement des galets de calcaire de la zone A

	Dissymétrie (D)	Emoussé (I)	Aplatissement (A)
Dispersion			
Standard Deviation			
Moyenne			
Rang 85			
$A \geq 250$ en %			
$A \leq 150$ en %			
Médiane			
Dispersion			
Standard Deviation			
Moyenne			
$I \geq 500$ en %			
$I \leq 100$ en %			
Médiane			
Dispersion			
Standard Deviation			
Moyenne			
$D \geq 750$ en %			
$D \leq 550$ en %			
Médiane			
Stations			
Nature des galets			

Tableau 9 - Caractéristiques morphométriques de la zone A

2) Zone B (tableau 10)

Dans cette zone, nous avons pu analyser des lots de galets de calcaire, de dolomie, de grès et de quartzite.

Indice de dissymétrie : Pour les galets de calcaires, les médianes de l'indice de dissymétrie sont fortes et varient entre 640 et 685 avec une valeur moyenne de 651. La dissymétrie est donc forte. Pour les galets de quartzite, les valeurs des médianes oscillent entre 602-641 avec une moyenne de 613. Les galets de dolomie et les galets de grès sont également très dissymétriques (tableau 10).

Les courbes cumulatives (fig.39-42) de tous ces lots de galets sont très étalées et leurs histogrammes sont plurimodaux.

Indice d'émoussé : Dans cette zone, les médianes des indices d'émoussé ont une valeur moyenne à faible, pour les galets de calcaire, les médianes varient entre 236 et 294 avec une moyenne de 266. Les pourcentages des galets peu émoussés (0 %-1,2 %) et celui des très émoussés (1,4 %-6,2 %) est faible. L'étude de dispersion de cet indice montre que plus de 68 % des galets de calcaire ont un indice d'émoussé moyen. Pour les galets de quartzite cet indice est encore moins élevé, les médianes varient entre 209 et 272 avec une moyenne de 229. Le pourcentage des galets peu émoussés (0 %-9,6 %) et très émoussés (0 %-10,7 %) est faible et l'étude de leur dispersion est identique à celle des galets de calcaire. Les galets de dolomie et les galets de grès confirment ce faible émoussé.

Les histogrammes et les courbes cumulatives (fig.39-42) sont généralement étalés et bimodaux et le mode principal est situé à :

- 250-300 pour les calcaires
- 200 pour les quartzites
- 200-250 pour les dolomies
- 200-250 pour les grès.

Indice d'aplatissement : Les valeurs des médianes des galets de calcaire oscillent entre 159 et 178 avec une moyenne de 169. Le pourcentage des galets peu aplatis est de 18 % à 40 % et celui des très aplatis est de 7,7 % à 9,8 % ; ceci témoigne d'un faible aplatissement pour les galets de calcaire. Pour les galets de quartzite, les valeurs des médianes varient entre 147 et 166 avec une moyenne de 156 ; le pourcentage des galets peu aplatis est de 29 % à 55 % avec une valeur moyenne de 41,5 % et celui des galets très aplatis est faible (moyenne générale = 3,3 %). Les galets de dolomie et de grès ainsi que les dispersions des galets confirment ce faible aplatissement (tableau 10).

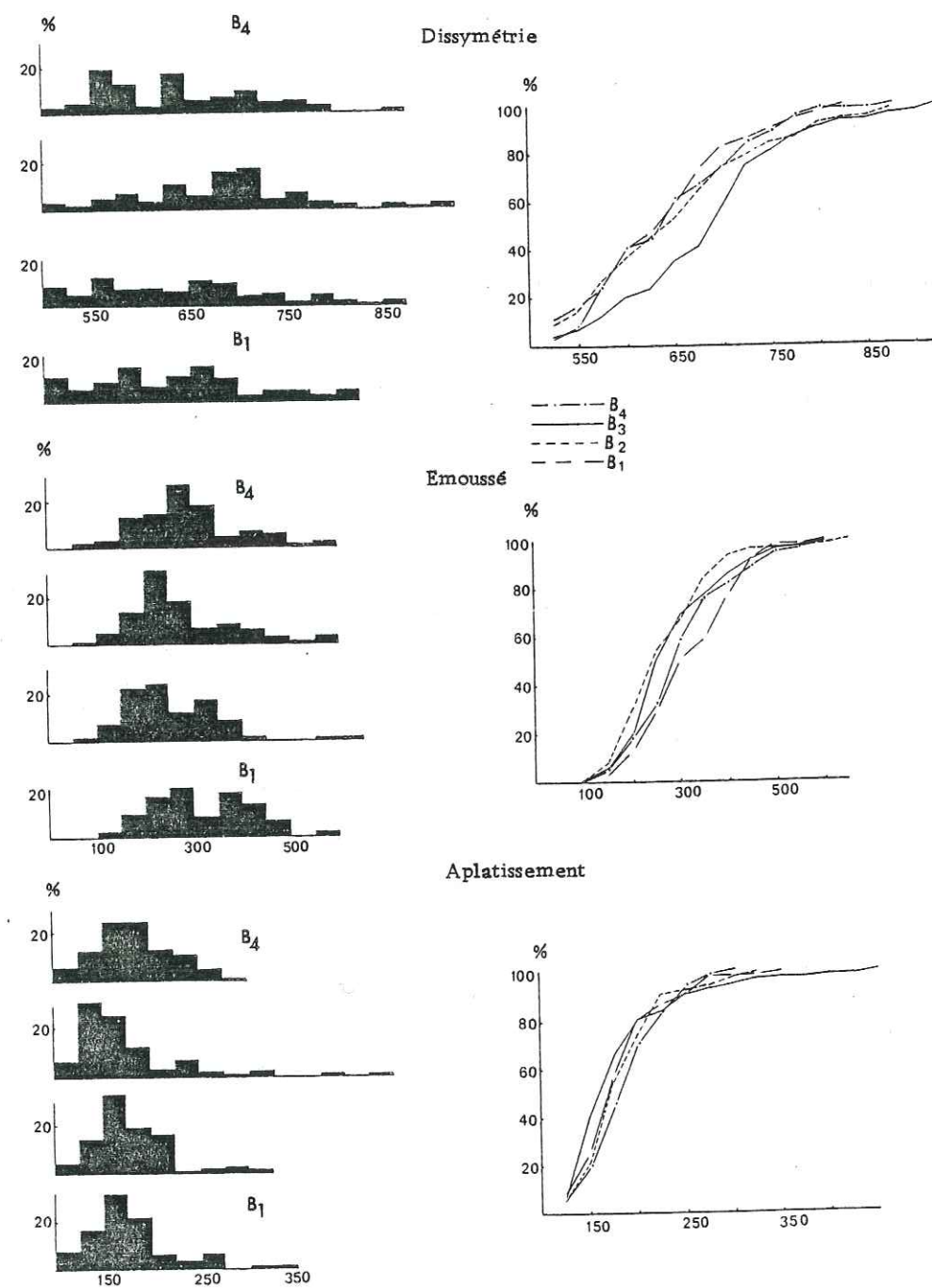


Fig. 39- Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie d'émoussé et d'aplatissement des galets de calcaire de la zone B

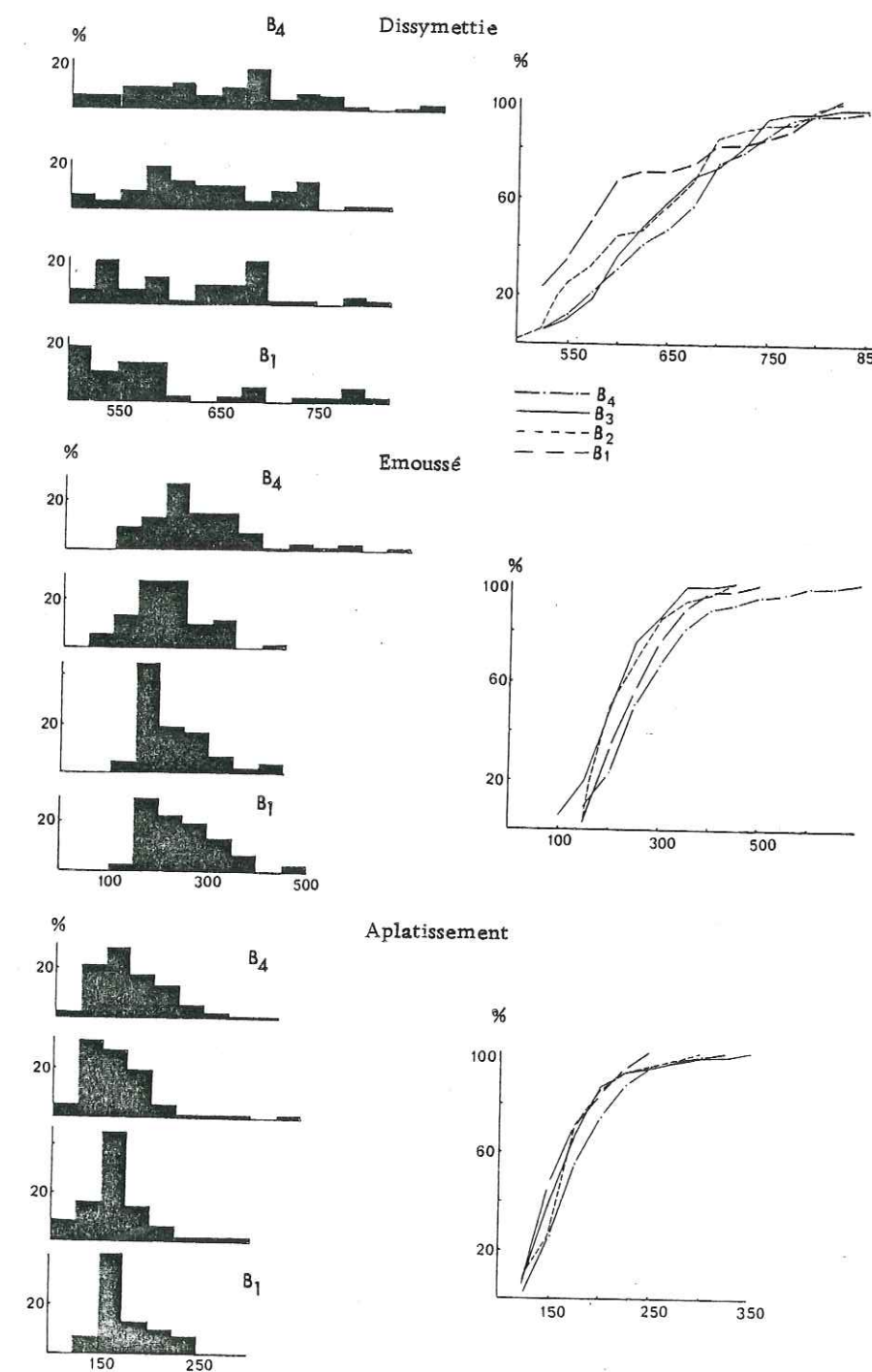


Fig. 40- Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie d'émoussé et d'aplatissement des galets de dolomie de la zone B

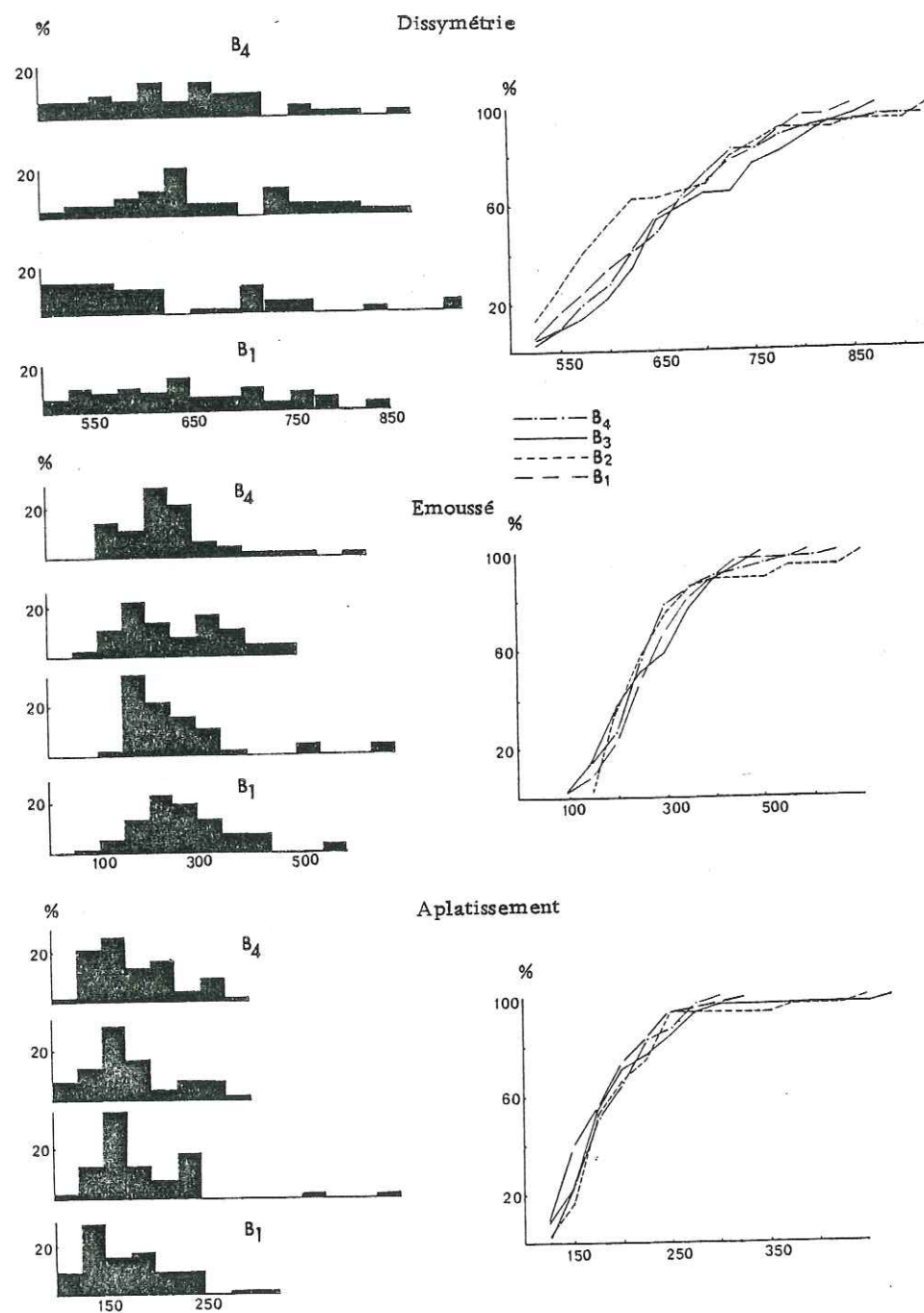


Fig. 41 - Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie d'émoussé et d'aplatissement des galets de grès de la zone B

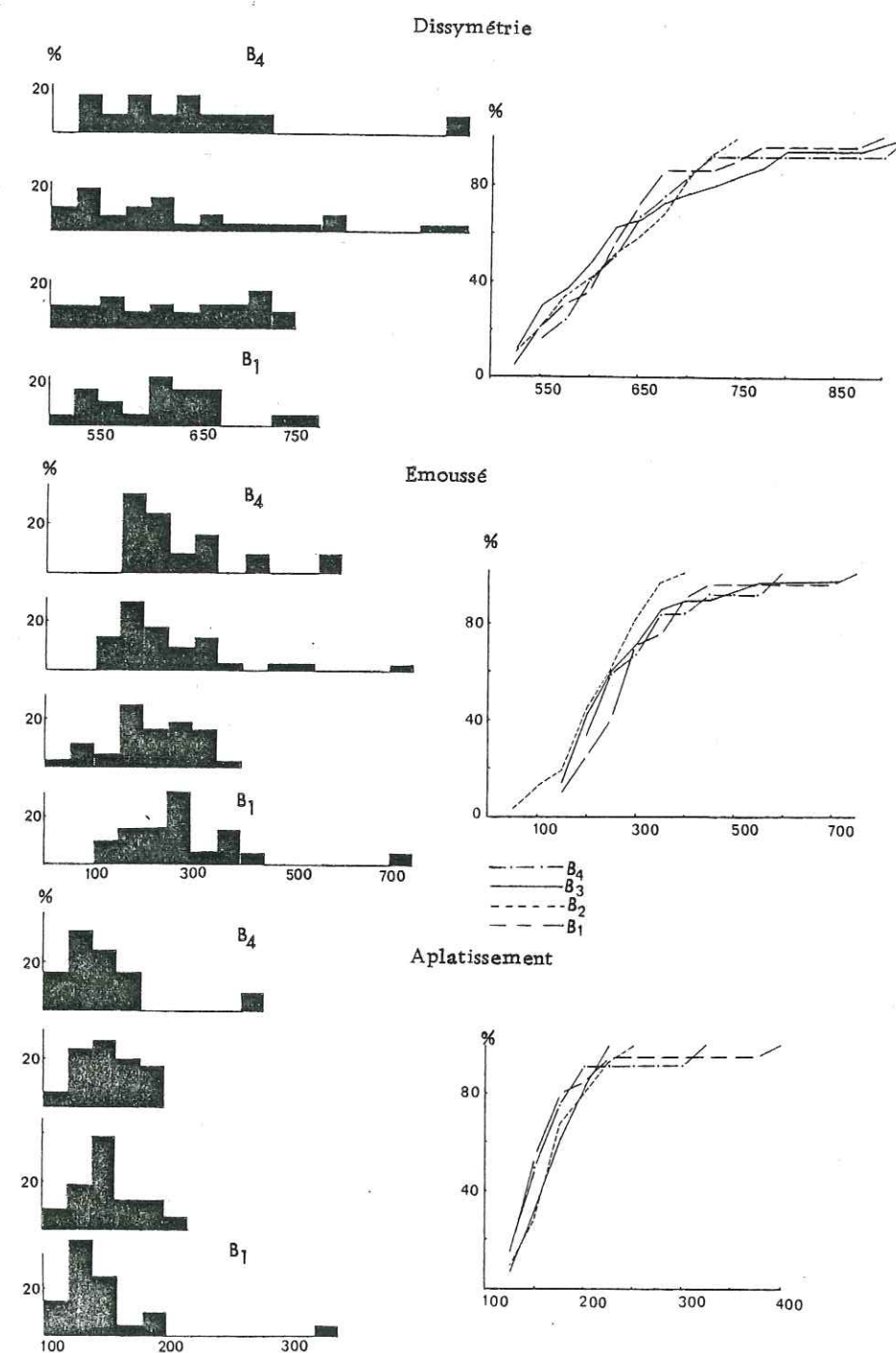


Fig. 42 - Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie d'émoussé et d'aplatissement des galets de quartzite de la zone B

Dissymétrie (D)															Emoussé (I)															Aplatissement (A)														
Nature des galets		Stations	Médiane	D ≤ 50 en %	D ≥ 75 en %	Moyenne	Standard Deviation	Dispersion	Médiane	I ≤ 100 en %	I ≥ 500 en %	Moyenne	Standard Deviation	Dispersion	Médiane	A ≤ 150 en %	A ≥ 250 en %	Rang 85	Moyenne	Standard Deviation	Dispersion																							
CALCAIRE	B ₄ :	640:	8	12	634:	91	543-725:	285:1,2	4,8:	300:	77	223-377:	178	18	8,4:	228:	184	28	156-212:																									
	B ₃ :	685:	6	21	686:	73	613-759:	250:1,2	6,2:	288:	123	165-411:	159	40	8,7:	229:	176	59	117-235:																									
	B ₂ :	641:	14	16	639:	82	557-721:	236:1,1	3,3:	260:	99	161-359:	169	21	7,7:	202:	178	22	156-200:																									
	B ₁ :	641:	14	13	638:	80	558-718:	294:0	1,4:	320:	78	242-398:	171	25,3:	9,8:	221:	180	44	136-224:																									
	Moyenne générale	651:	10,5:	15,5:	649:	81,5:	266:	0,87:	3,9:	292:	94,2:	169	26	8,6:	220:	179,5:	38																											
DOLOMIE	B ₄ :	659:	12	17	659:	95	564-754:	250:1,5	7,5:	275:	114	160-388:	166	26,1:	6,1:	216:	176	45	131-221:																									
	B ₃ :	630:	10	14	650:	103	547-753:	204:6	0	210:	74	136-284:	160	38	6	197:	169	55	114-224:																									
	B ₂ :	611:	29	7	622:	83	539-705:	195:0	0	225:	72	153-297:	166	26	4,7:	197:	170	36	134-206:																									
	B ₁ :	564:	37	17	600:	103	497-703:	241:0	0	254:	60	194-314:	151	46,6:	0	190:	163	31	132-194:																									
	Moyenne générale	616:	22	13,7:	632:	96	222:	1,8	1,8:	241:	80	160,7:	34,1:	4,2:	200:	169	41,7:																											
GRÈS	B ₄ :	666:	10	17	647:	112	535-759:	238:0	4,8:	258:	111	147-369:	173	24,3:	14,6:	216:	184	44	140-228:																									
	B ₃ :	648:	9	26	669:	92	577-761:	236:2,8	2,8:	264:	116	148-380:	174	23	14	247:	189	64	125-253:																									
	B ₂ :	588:	28	14	631:	111	520-742:	230:0	11	269:	130	139-399:	173	16	5,5:	236:	193	62	131-255:																									
	B ₁ :	641:	16	20	651:	92	559-743:	261:2	4	277:	103	174-370:	163	40	6	225:	175	41	134-216:																									
	Moyenne générale	635:	15,7:	19	649:	101,7:	241:	1,2:	5,6:	267:	115	170,7:	25,8:	10	231:	185	52,7:																											
QUARTZITE	B ₄ :	602:	17	8	637:	104	533-741:	220:0	8,3:	277:	125	152-402:	147	50	8,3:	167	52	115-219:																										
	B ₃ :	605:	28	18	637:	112	525-749:	216:0	10,7:	263:	137	126-400:	165	32,1:	0	187:	167	29	138-196:																									
	B ₂ :	641:	19	3	637:	99	538-736:	209:9,6	0	216:	88	128-304:	166	29	0	213:	168	33	135-201:																									
	B ₁ :	607:	20	10	630:	92	538-722:	272:0	5	288:	130	158-418:	147	55	5	179:	163	57	106-220:																									
	Moyenne générale	613:	21	2,7:	635:	101	229:	2,6:	6	261:	120	156	41,5:	3,3:	144:	166	42,7:																											

Tableau 10 - Caractéristiques morphométriques de la zone B

Les courbes cumulatives (fig.39-42) sont moins étalées (surtout pour les galets de quartzite) mais les histogrammes sont bimodaux et le mode principal pour le calcaire est entre 150-200 et pour le quartzite 175.

L'ensemble des chiffres qui se trouvent dans le tableau 10 indique un agent de transport fluvial ainsi que la conjugaison de l'ensemble des indices d'émoussé et d'aplatissement (fig.48).

Conclusion : La forte dissymétrie, le faible émoussé, le faible aplatissement, témoignent d'un transport par un appareil fluvial. Compte tenu du fait que l'usure est beaucoup plus lente sur les galets de quartzite que sur les galets de calcaire. La comparaison des indices de ces divers lots permet de penser que les galets de quartzite et de grès ont une provenance plus lointaine que celle des galets de calcaire.

3) Zone C (tableau 11)

Dans cette zone, nous avons surtout des galets de calcaire. Les médianes des indices de dissymétrie sont assez fortes, elles varient entre 629 et 660 avec une moyenne de 643 ; les courbes cumulatives (fig.43) sont très étalées et les histogrammes plurimodaux. La Standard Deviation montre un accroissement de l'homogénéité vers le haut. Les galets de grès présentent une très forte dissymétrie qui permet d'évoquer de forts courants alimentés par des chasses d'eaux brutales.

Indice émoussé : Les médianes oscillent entre 311 et 341 avec une moyenne de 331 ; le pourcentage de galets peu émoussés est très faible (0 %-0,8 %) tandis que celui des galets très émoussés varie de 6,5 % à 15,7 % avec une valeur moyenne de 11,6 %. La dispersion et la Standard Deviation montrent que les galets de la station C₃ sont plus homogènes que ceux de la station C₂. Les histogrammes sont bimodaux (fig. 43) et les courbes cumulatives sont plus ou moins étalées (surtout la courbe de la station C₂) et représentent un faible pourcentage de galets très émoussés et un fort pourcentage de galets faiblement émoussés. Les galets de grès sont moins émoussés que les galets de calcaire (médiane = 297).

Indice d'aplatissement : Les médianes sont faibles et varient de 157 à 170 avec une valeur moyenne de 163. Le pourcentage des galets peu aplatis est fort (27 %-40 %) avec une moyenne de 33 % ; en revanche, le pourcentage des galets très aplatis est faible (0,6 %-5,1 %) avec une moyenne de 2,6 %. Les valeurs de la Standard Deviation et de la dispersion confirment l'homogénéité de la station C₃.

Les histogrammes sont unimodaux et les courbes cumulatives sont redressées surtout pour la station C₃.

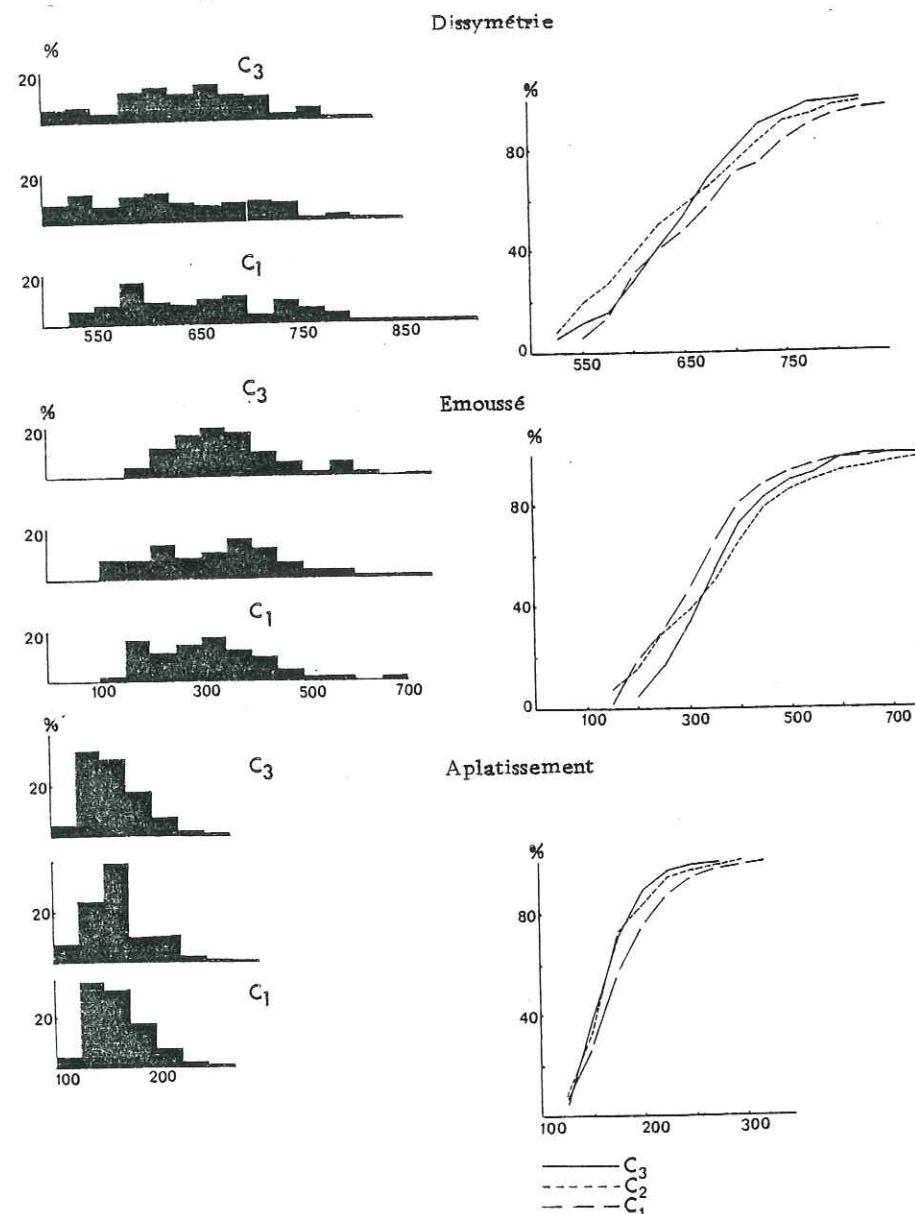


Fig. 43- Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie d'émoussé et d'aplatissement des galets de calcaire de la zone C

Nature des galets		Dissymétrie (D)	Emoussé (I)	Aplatissement (A)
Stations				
Médiane				
D $\geq$ 550 en %				
D $\geq$ 750 en %				
Moyenne				
Standard Deviation				
Dispersion				
Médiane				
I $\geq$ 100 en %				
I $\geq$ 500 en %				
Moyenne				
Standard Deviation				
Dispersion				
Médiane				
A $\geq$ 150 en %				
A $\geq$ 250 en %				
Rang 85				
Moyenne				
Standard Deviation				
Dispersion				
CALCAIRE				
C3	641:13:7:641:68:573-709:341:0:12,6:351:111:240-462:157:40:0,6:188:162:23:139-185:			
C2	629:20:11:639:74:565-713:343:0,8:15,7:358:148:210-506:162:33:2,3:202:165:32:133-197:			
C1	660:6:18:666:89:587-755:311:0:6,5:320:118:202-438:170:27:5,1:221:175:53:122-228:			
Moyenne:				
général:	643:13:12:648:77:331:0,26:11,6:343:126:163:33:2,6:203:167:36:			
le				
GRES				
C1	704:17:33:682:96:586-778:297:5,5:16,5:326:142:184-468:163:38,5:0:174:40:134-214:			

Tableau 11- Caractéristiques morphométriques de la zone C

Les galets de grès sont aussi peu aplatis avec une médiane de 163, le pourcentage des galets faiblement aplatis est de 38,5 %.

Les valeurs de ces indices et la conjugaison des indices d'aplatissement et émoissé révèlent un façonnement fluviatile peu évolué (fig. 48).

Conclusion : L'étude morphométrique des conglomérats de la zone C révèle des galets très dissymétriques, moyennement à peu émoissés et peu aplatis, façonnés par un appareil fluviatile alimenté par des chasses d'eaux brutales.

L'examen des courbes cumulatives et des histogrammes indique une dualité des apports, une forte proportion des galets faiblement usés, qui proviennent d'une région proche et une faible proportion des galets fortement usés, qui proviennent d'une région plus lointaine.

La Standard Deviation révèle une meilleure homogénéité au sommet.

4) Zone D (tableau 12)

Indice de dissymétrie : Pour les galets de calcaire, les médianes varient de 608 à 644 avec une moyenne générale de 633. La moyenne du pourcentage des galets peu dissymétriques est de 13 % et celle des galets très dissymétriques est de 8,6 %. Pour les galets de dolomie, la valeur moyenne générale est de 583, avec 24,2 % de galets faiblement dissymétriques et 10,7 % de galets très dissymétriques. Pour les galets de grès la moyenne générale est de 614 ; le pourcentage des galets faiblement dissymétriques est de 20 %.

Les histogrammes (fig. 44-45) sont plurimodaux et les courbes cumulatives étalées, correspondant à une dissymétrie dispersée. Tout ceci révèle un façonnement fluviatile.

Indice d'émoissé : La moyenne générale pour les galets de calcaire est de 382,6 ; pour les dolomies 374,5 et pour les grès 353,6. L'émoissé est plus fort en D₃. Le pourcentage des galets peu émoissés est toujours nul, tandis que la moyenne générale des galets très émoissés est de 20 % pour les galets de calcaire ; 29,5 % pour les galets de dolomie, et 20,3 % pour les galets de grès.

Les histogrammes sont bimodaux ou plurimodaux (fig. 44-45), les courbes cumulatives étalées et révèlent un faible pourcentage de galets peu émoissés, provenant d'une province rapprochée, peu de galets très émoissés provenant d'une zone lointaine et un fort pourcentage de galets à émoissé moyen provenant d'une zone intermédiaire. Tout ceci caractérise encore des sédiments fluviatiles.

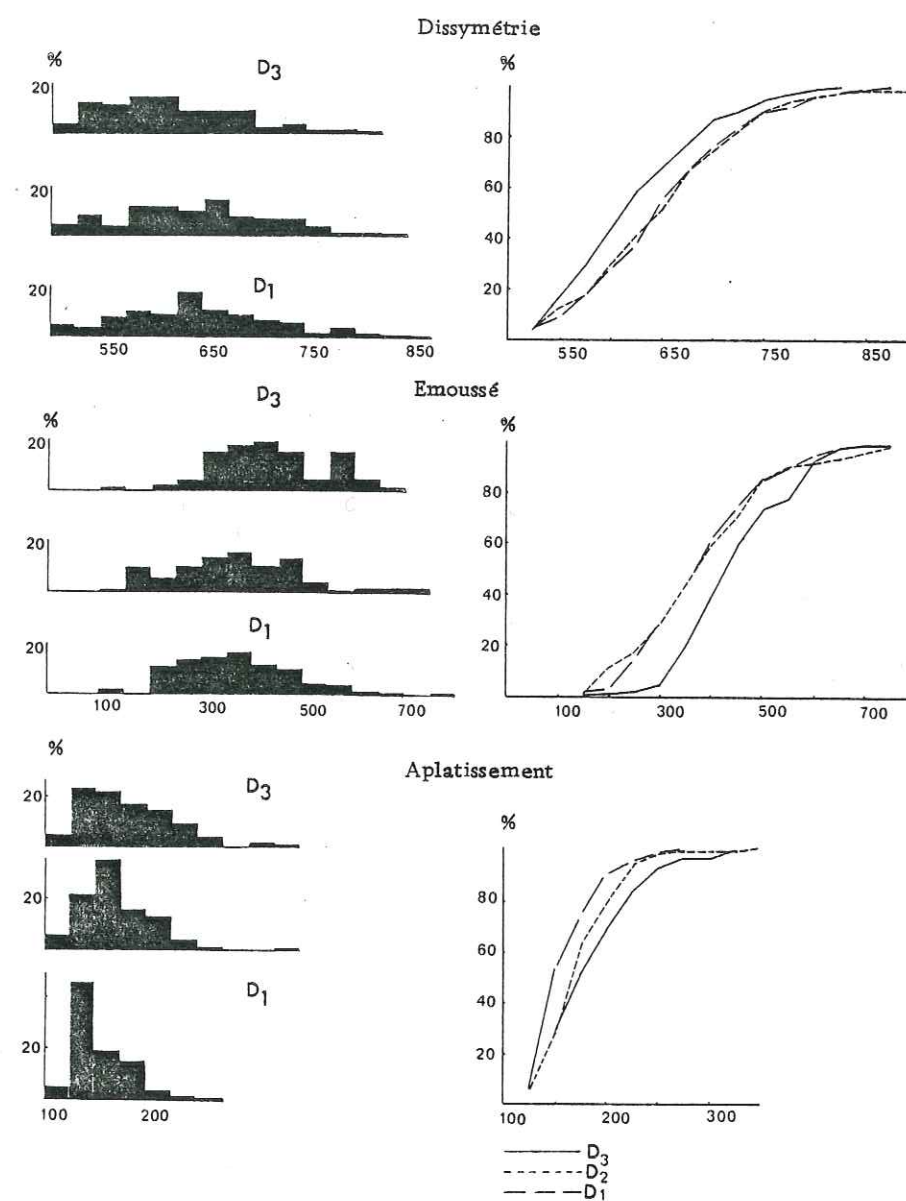


Fig. 44- Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie d'émoissé et d'aplatissement des galets de calcaire de la zone D

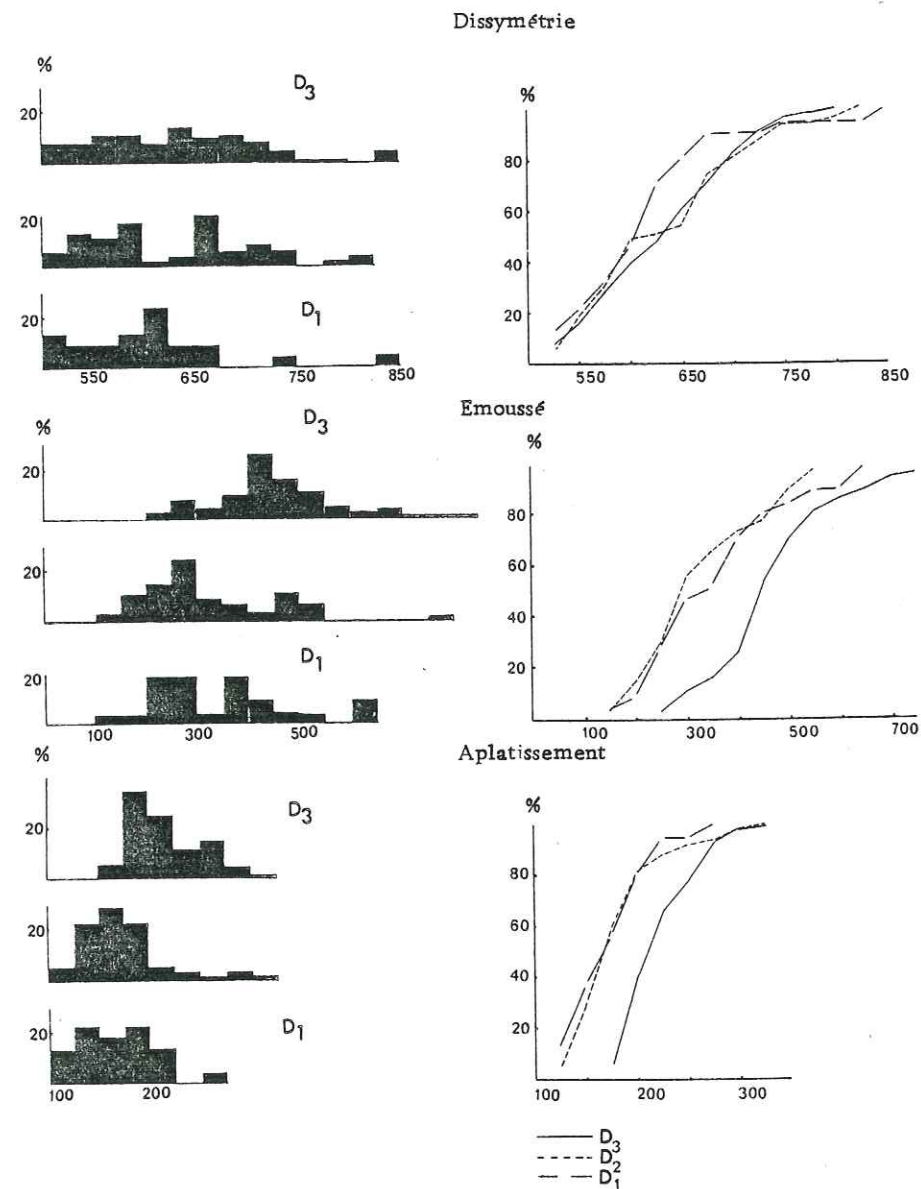


Fig.45- Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie d'émoussé et d'aplatissement des galets de grés de la zone D

			Dissymétrie (D)				Emoussé (I)				Aplatissement (A)						
Nature des galets	Stations	Médiane	$D \leq 550$ en %	$D \geq 750$ en %	Moyenne Standard Deviation	Dispersion	Médiane	$I \leq 100$ en %	$I \geq 500$ en %	Moyenne d'I Standard Deviation	Dispersion	Médiane	$A \leq 150$ en %	$A \geq 250$ en %	Rang 85	Moyenne Standard Deviation	Dispersion
CALCAIRE	D ₃	608	17	6	635	69:566-704:420	0	29,8:435:130:305-565:172	28,7	9,5:230:182:45	137-227						
	D ₂	648	14	10	648	80:568-728:363	0	14,6:375:141:234-516:163	28,4	3,4:206:170:36	134-206						
	D ₁	644	9	10	650	95:555-745:365	0	15,4:379:102:277-481:150	52	1	185:156:34	122-190					
Moyenne-général		633	13	8,6:644	81	382,8:0	19,9:396:124	161,6:36,3	4,6:207:169:38,3								
DOLOMIE	D ₃	600	12,5	12,5:622	79:543-701:473	0	50	456:116:340-572:184	29,1	12,5:233:187:46	138-233						
	D ₂	567	36	9	630	135:495-765:276	0	9	311:112:119-423:162	19	0	188:168:33	135-201				
	Moyenne-général	583,5	24,2	10,7:626	107	374,5:0	29,5:383:114	173	24	6,2:210:177:39,5							
GRES	D ₃	634	17	3	628	71:557-699:446	0	35	439:192:247-631:156	41,6	1,6:210:165:35	130-200					
	D ₂	604	20	6	627	80:547-707:288	0	11,7:322:127:195-449:170	29,4	7,8:204:178:43	125-221						
	D ₁	604	24	5	608	80:528-688:327	0	14,2:344:136:208-480:166	38	4,7:196:168:34	124-202						
Moyenne-général		614	20	4,6:621	77	353,6:0	20,3:368:151	164	36,3	4,7:203:170:37							

Tableau 12- Caractéristiques morphométriques de la zone D

Indice d'aplatissement : sont assez faibles avec un fort pourcentage des galets peu aplatis ; la moyenne générale pour les calcaires est 161,6 ; pour les dolomies 173, et pour les grès 164, ce qui correspond à un milieu fluviatile.

Les histogrammes (fig.44-45) sont bimodaux et les courbes cumulatives révèlent un faible pourcentage de galets très aplatis.

Nous avons déduit de la représentation conjuguée des indices d'émoussé et d'aplatissement (fig.48) un agent de façonnement fluviatile.

Conclusion : L'étude morphométrique des galets de la zone D révèle des éléments très dissymétriques, émoussés et faiblement aplatis, caractéristiques d'un façonnement par un appareil fluviatile long. Le façonnement est plus évalué vers le sommet.

5) Zone E (tableau 13)

Indice de dissymétrie : Les médianes sont fortes ; la moyenne générale est de 637,5 pour les calcaires, 657 pour les dolomies, 606 pour les quartzites et 529 pour les grès. Les galets de grès et de quartzite sont plus symétriques que les galets de calcaire et de dolomie. Les histogrammes (fig.46) sont plurimodaux et les courbes cumulatives étalées révèlent un assez fort pourcentage (environ 20 %) de galets symétriques.

Les médianes des indices d'émoussé sont assez fortes (moyenne générale : pour les calcaires 370, pour les grès 329, pour les quartzites 333 et pour les grès 348) et la dispersion varie de 250 à 492. Les histogrammes sont bimodaux, la Standard Deviation et les courbes cumulatives révèlent une assez bonne homogénéité pour les galets de quartzite et de grès.

Les médianes des indices d'aplatissement sont faibles avec un fort pourcentage de galets peu aplatis (pour les galets de calcaires, la moyenne générale est de 34 % et pour les quartzites 56 %). La Standard Deviation révèle une bonne homogénéité. La représentation conjuguée des indices d'émoussé et d'aplatissement situe le façonnement de ces galets dans le secteur fluviatile.

Conclusion : L'étude morphométrique de la zone E révèle des galets dissymétriques, émoussés et peu aplatis, caractéristiques d'un façonnement par un appareil fluviatile alimenté par des chasses d'eaux brutales.

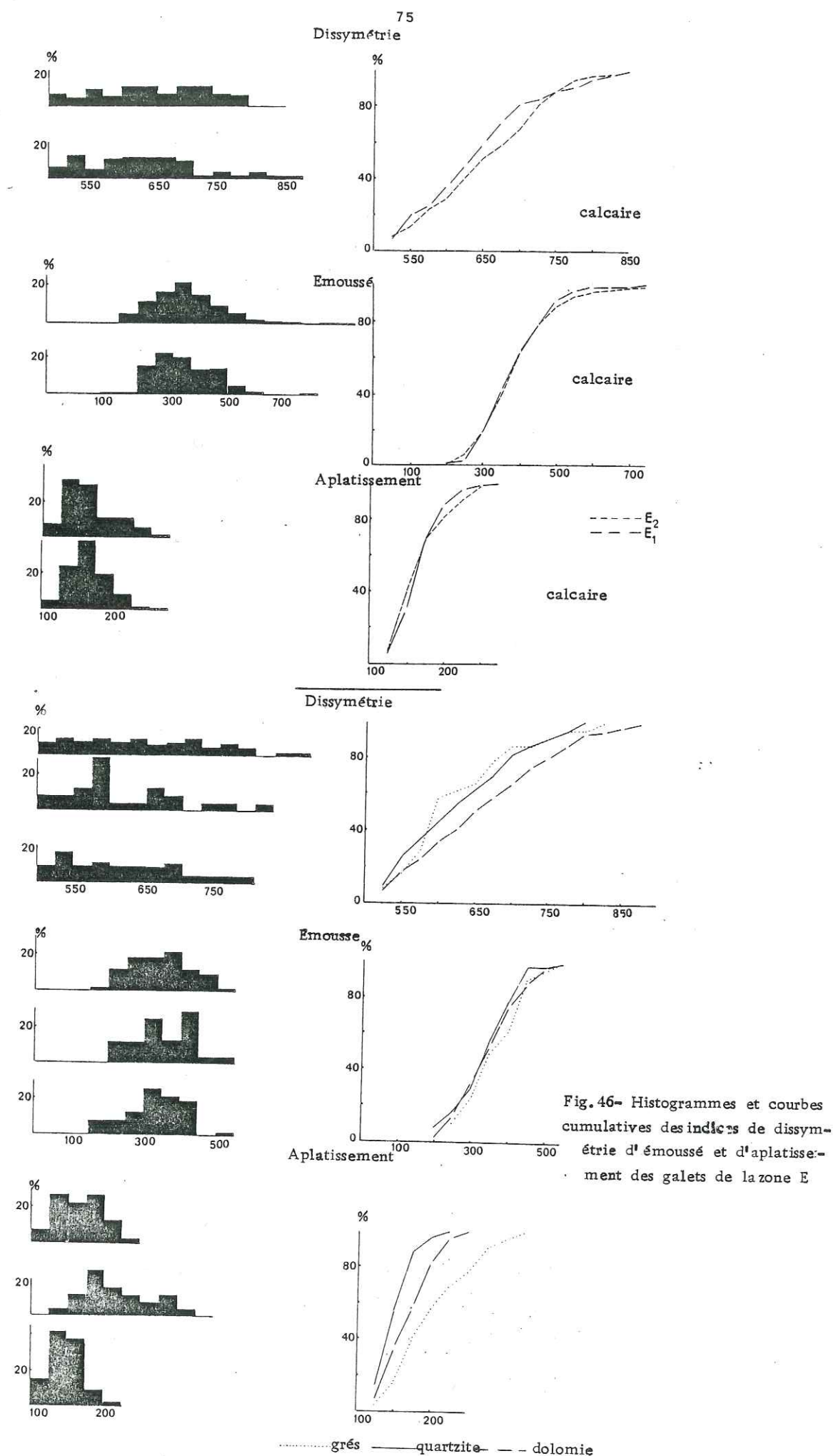


Tableau 13- Caractéristiques morphométriques de la zone E

		Dissymétrie (D)				Emoussé (I)				Aplatissement (A)			
Nature des galets		Médiane		Dissymétrie		Médiane		Emoussé		Aplatissement			
Stations		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							
		Dissymétrie		Emoussé		Aplatissement							

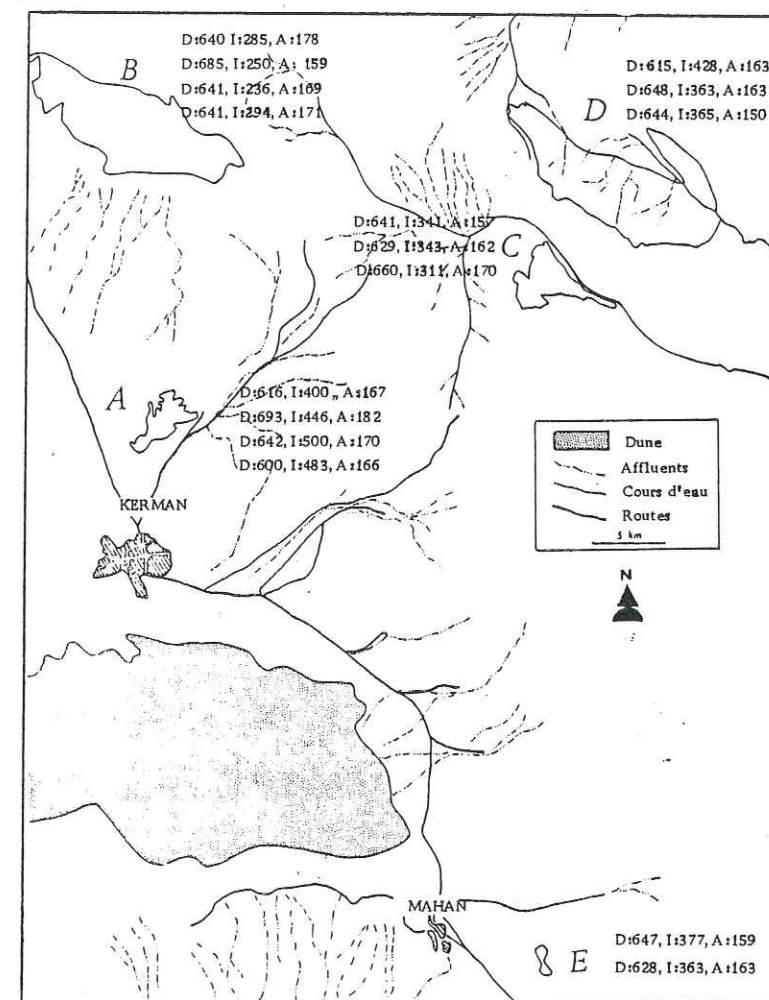


Fig 47-Emplacement géographique et stratigraphique des médianes de différents indices des galets de calcaire

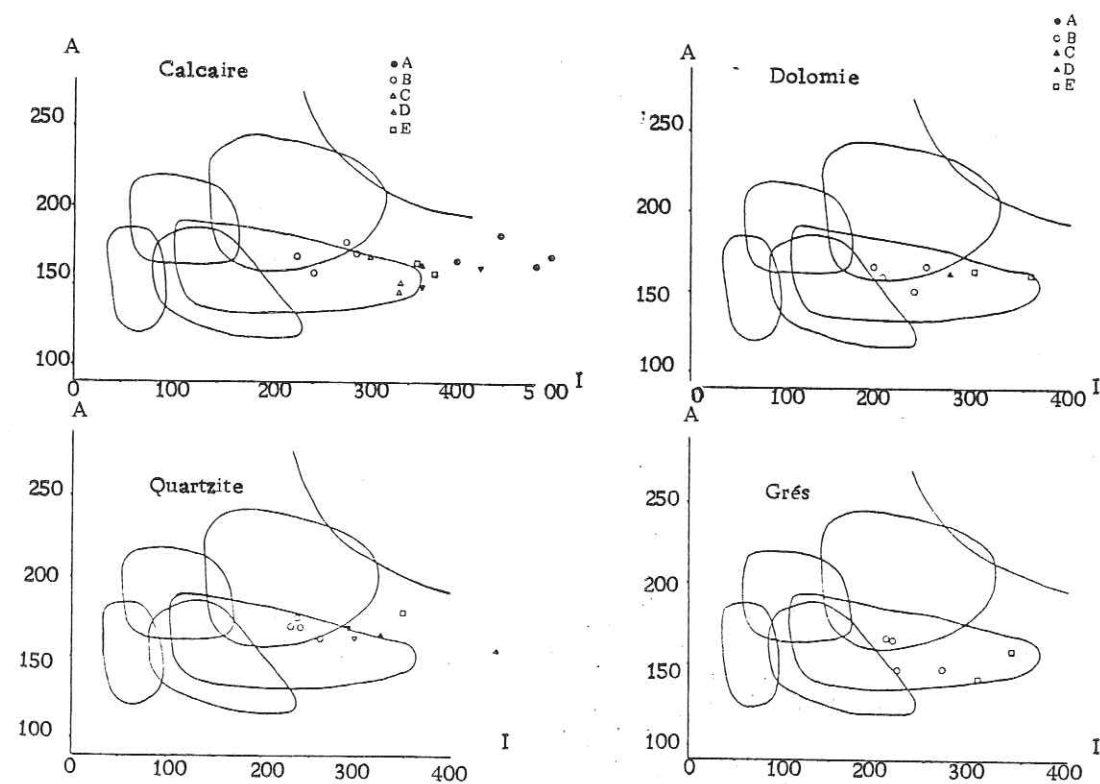


Fig. 48- Représentation conjuguée des indices d'emoussé et d'aplatissement

I - 4. CONCLUSION GENERALE DE L'ETUDE MORPHOMETRIQUE DES GALETS

1) Les galets sont façonnés par un appareil fluviatile (zones B, C et E) parfois assez long (zones A et D) sous climat tempéré ou chaud.

2) La Standard Deviation révèle une hétérogénéité des indices d'émoussé dans les zones A et D (galets très émoussés) et C (galets à émoussé moyen) ; mais une homogénéité dans les zones B (galets peu émoussés) et E.

Ces résultats permettent de préciser l'éloignement des régions distributrices :

Toutes les zones sont alimentées pour une partie par une région lointaine qui se présente avec le pourcentage des galets très émoussés ($I \geq 500$), ce pourcentage est très variable dans différentes zones (dans les zones A et D très élevé ; dans la zone B très réductible). En revanche l'essentiel de leur alimentation étant assez proche d'un pourcentage d'environ 95 % pour la zone B à 60 % pour la zone A. Ce pourcentage pour les zones C et E est de 90 % et pour la zone D de 80 %.

3) Dans certaines zones, nous distinguons vers le sommet soit une croissante de l'indice d'émoussé (zone D), soit une meilleure homogénéité (zone C).

II - EXOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ, DES GRÈS ET DES CONGLOMÉRATS

II - 1. LA METHODE

Cette méthode est basée sur l'observation à l'aide d'un microscope électronique à balayage de la surface des grains de quartz, fidèle reflet de l'histoire géologique de la formation.

Cette recherche a porté sur les grès et sur la matrice gréseuse des conglomérats de l'ensemble de la formation de Kerman.

Les échantillons sont préparés selon la technique proposée par LE RIBAUT (1975).

L'observation est menée à l'aide d'un microscope électronique à balayage au Centre de Microscope électronique de l'Université Claude Bernard de LYON.

II - 2. LES RESULTATS

Quarante cinq photographies ont été étudiées dont 36 sont sélectionnées et présentées (pl.1-5) parallèlement à leur interprétation et à l'histoire

géologique qu'on peut en déduire. Cette interprétation s'appuie sur les travaux de LE RIBAUT (1975) et de D.H. KRINSLEY et J.C. DOORNKAMP (1973).

II - 3. INTERPRETATION DES RESULTATS

1) Zone A (pl. 1)

La forme et la surface des grains indiquent un façonnement complexe : après altération (E-F) et séparation de la roche-mère (G-H) se produit un transport fluviatile puis une éolisation (C-D, G-H) plus ou moins accompagnée de pédogénèse (A-B) ; le dépôt final se fait après un dernier transport fluviatile.

2) Zone B (pl. 2)

Les grains étudiés proviennent de la formation de Kerman inférieure. Ils ont subi une altération pédologique puis un transport en milieu fluviatile.

3) Zone C (pl. 2)

Les échantillons observés proviennent de la partie inférieure (PH. A et B) et de la partie supérieure (PH. C et D) de la formation de Kerman. La cristallisation d'origine diagénétique est avancée. L'histoire géologique de ces grains très semblable à celle des zones précédentes, mais un phénomène de remaniement (reprise) semble pouvoir être évoqué.

4) Zone D (pl. 3 et 4)

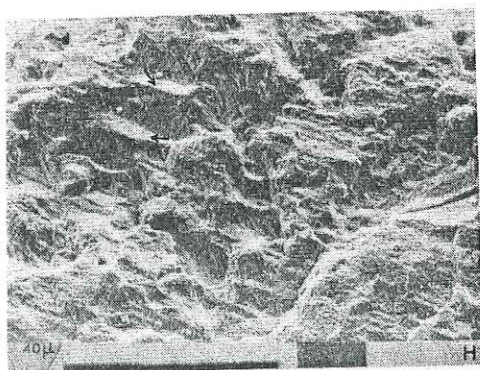
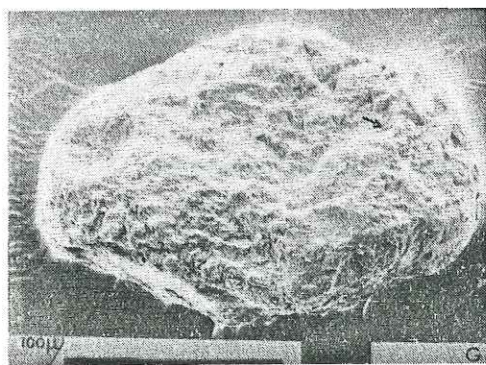
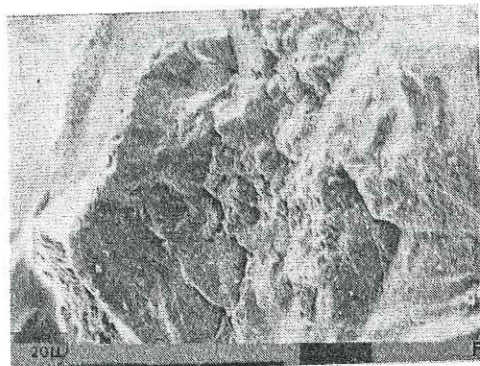
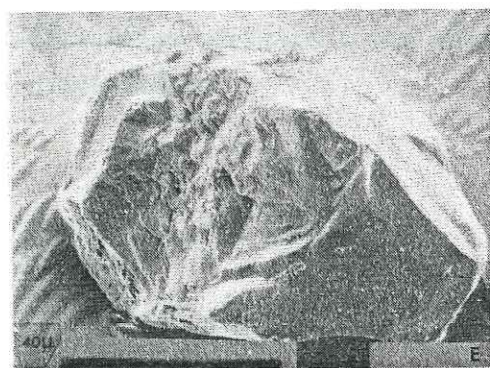
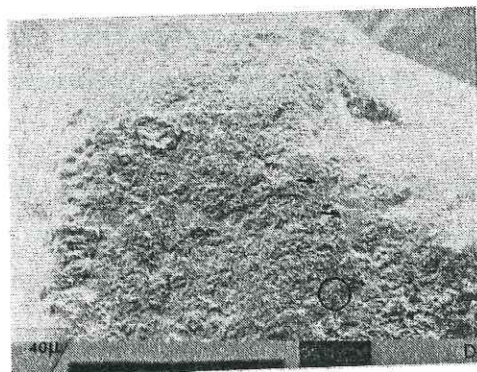
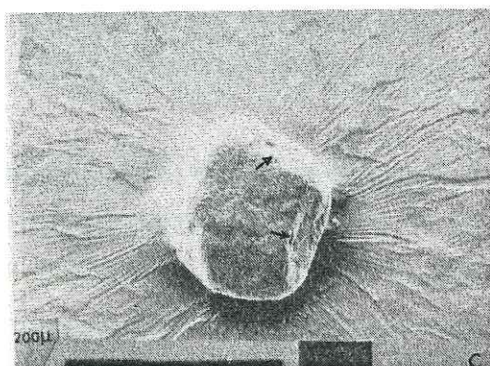
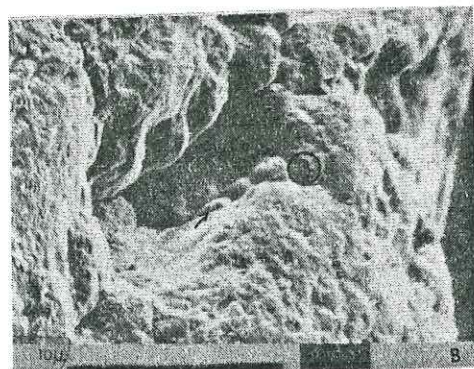
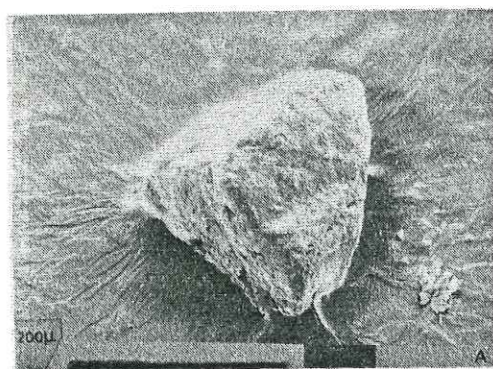
Nous avons observé plusieurs échantillons dont la majorité présente un diamètre de 315μ . L'histoire géologique des grains étudiés est compliquée et nous en avons donné quelques exemples en pl.3 et 4. En général, les grains ronds et mats prouvent un long façonnement éolien. Les photos A et B appartiennent à l'échantillon de la base de la formation de Kerman inférieure, montrent un façonnement plus poussé et une évolution éolienne de type littoral suivi d'un transport fluviatile. Les figures d'altération pédologique sur de nombreux échantillons témoignent de l'immobilisation des grains sous un climat tropical sec. Une silicification diagénétique est relativement rare et nous ne l'avons vu que sur l'échantillon PH.N.

5) Zone E (pl. 5)

Après un transport fluviatile, les grains de quartz ont subi une altération pédologique profonde qui apparaît sous forme de pellicule siliceuse en coulée PH. A-B.

II - 4. CONCLUSION

- L'analyse exoscopique des grains de quartz révèle un transport et un dépôt final fluviatiles et confirme ainsi les résultats fournis par l'étude morphométrique des galets et l'étude granulométrique présentées dans les chapitres précédents.
- En outre, cette étude révèle que la plupart des grains étudiés a subi une altération pédologique sous climat de type tropical sec, cette pédogénèse a eu lieu à deux époques, soit avant, soit après le transport et le dépôt fluviatile.
- Un tiers des grains présente un façonnement éolien avant le transport et le dépôt fluviatile final.
- 15 % des grains présentent des néogénèses très tardives de quartz marquant une action diagénétique.



A - B. Grain peu usé et mat (A).

Une grande trace de choc (B) à gradient de polissage indique un transport ancien dans un courant aquatique rapide. La précipitation d'une pellicule siliceuse en coulée sur l'ensemble du grain indique un phénomène d'altération postérieur au transport. Les traces de choc à gradient de polissage, les quartz de néogénèse (B, flèche) et les globules siliceux dans les cavités (B, cercle) prouvent une deuxième évolution fluviatile.

Histoire :

- Transport fluviatile ;
- Pédogénèse ;
- Transport fluviatile.

C - D. Grain rond mat ayant subi un parcours assez long (C).

Les grands croissants de choc à gradient de polissage indiquent une évolution fluviatile ancienne, pellicule amorphe qui enrobe le grain est marqué par la dissolution et par des petites cupules de choc d'origine éolienne légèrement polies (D, flèche). Cet ensemble témoigne de plusieurs phases de façonnement éolien et fluviatile. Quelques globules siliceux disséminés en surface prouvent la dernière phase fluviatile de faible énergie.

Histoire :

- Transport fluviatile ;
- Eolisation ;
- Transport fluviatile.

E - F. Grain peu usé (E).

La pellicule siliceuse amorphe héritée d'un épisode d'altération est en voie de disparition. Les grandes traces de choc à gradient de polissage avec cassure conchoïdale (E et F) indiquent une évolution fluviatile de haute énergie (torrent). Les globules siliceux et les petites traces de choc à gradient de polissage indiquent un transport de moyenne à faible énergie postérieur à la phase torrentielle.

Histoire :

- Altération ;
- Transport torrentiel ;
- Transport fluviatile.

G - H. Grain rond mat (G).

La forme en escaliers de la surface de ce grain est directement due au clivage (H, flèche) et avec la grande cassure conchoïdale (G, flèche) prouvent une séparation de la roche mère. Les nombreuses traces en V indiquent un façonnement éolien. Quelques grandes traces de choc à gradient de polissage (G) indiquent une évolution fluviatile postérieure à l'éolisation.

Histoire :

- Séparation de la roche mère ;
- Eolisation ;
- Transport fluviatile.

ZONE B - PLANCHE 2

A - B. Grain rond mat (A).

La précipitation de silice sous forme de coulées témoigne d'une phase pédogénétique. Les faces planes des coulées siliceuses portant des traces de choc à gradient de polissage (B, cercle) et les nombreux dépôts globuleux dans les dépressions (B, flèche) indiquent qu'il s'agit d'un quartz à évolution finale fluviatile.

Histoire :

- Pédogénèse ;
- Transport fluviatile.

C - D. Grain faiblement usé (C).

Les figures de dissolution pédologique (D, flèche) témoignent de l'immobilisation de ce grain de quartz. Les grandes traces de choc à faible gradient de polissage et les globules siliceux (D, cercle) prouvent une phase fluviatile finale.

Histoire :

- Pédogénèse ;
- Transport fluviatile.

ZONE C - PLANCHE 2

A - B. Grain rond mat (A).

L'émoussé général et les grandes traces de choc indiquent un transport fluviatile ancien. Les quartz de néogénèse dans une dépression peu profonde (B) caractérisent un épisode diagénétique. Les coulées, la pellicule siliceuse recouvrent l'ensemble du grain et une partie des quartz de diagenèse implique une reprise du sédiment, un transport et une nouvelle action pédogénétique.

Histoire :

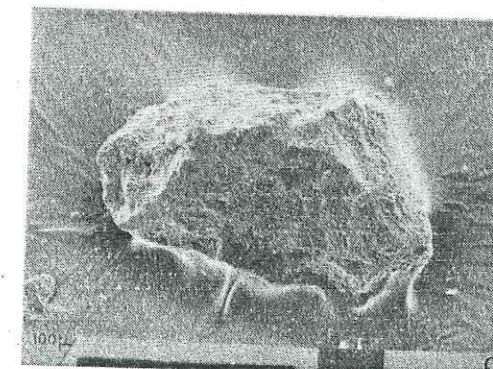
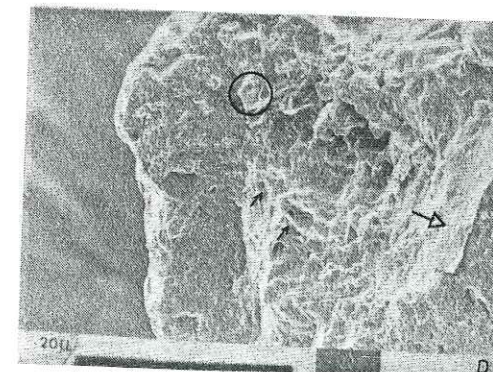
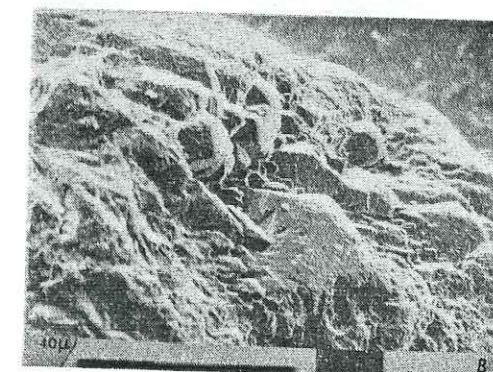
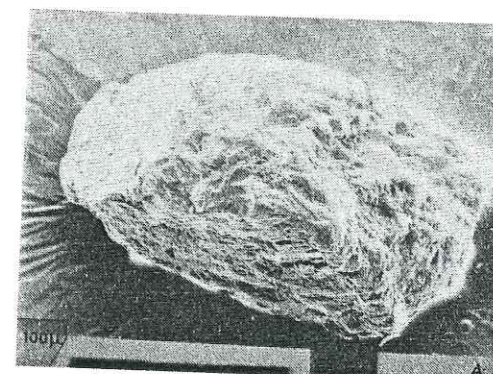
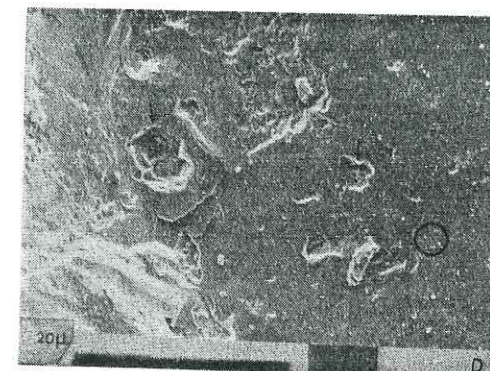
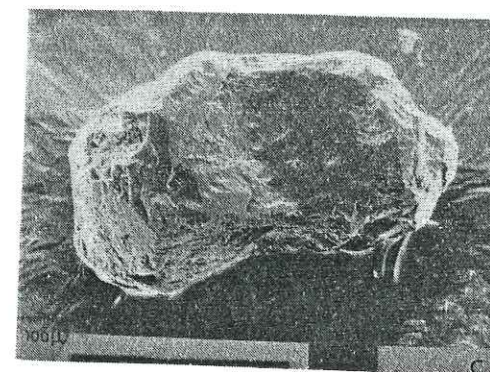
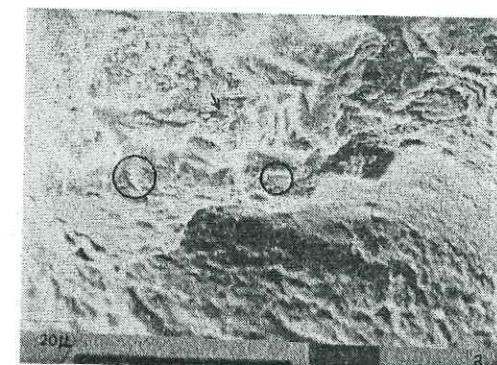
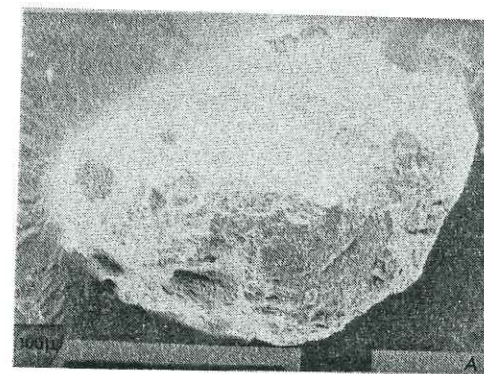
- Transport fluviatile ;
- Dépôt et diagenèse ;
- Reprise et pédogénèse.

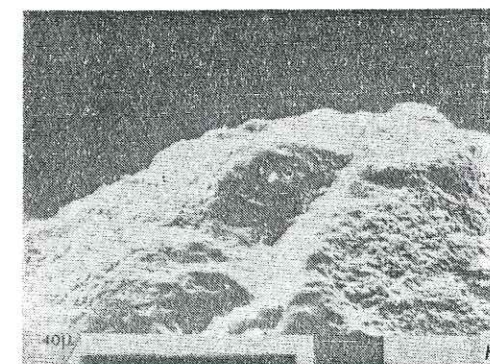
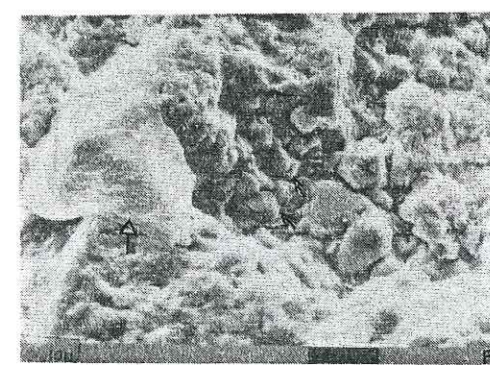
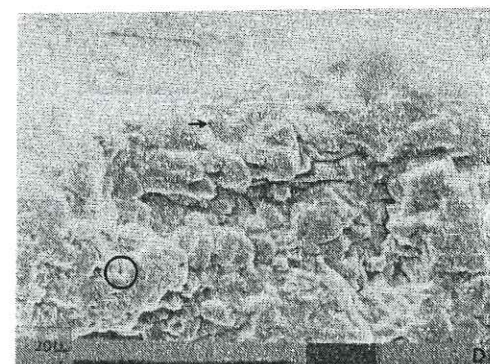
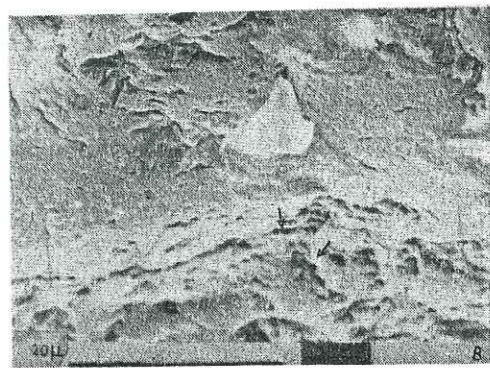
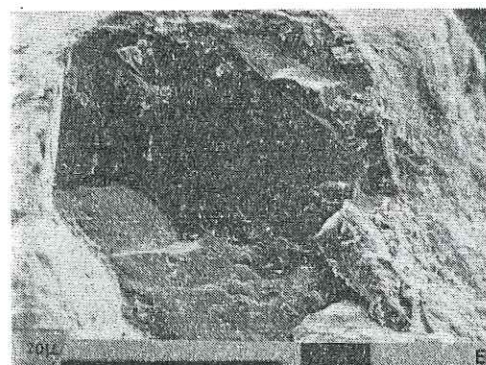
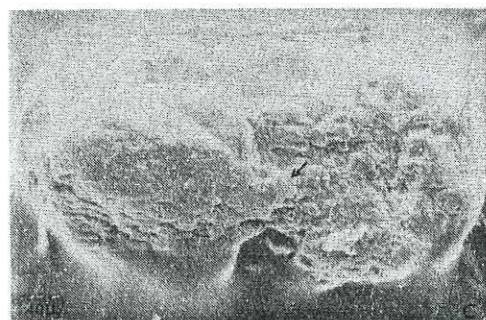
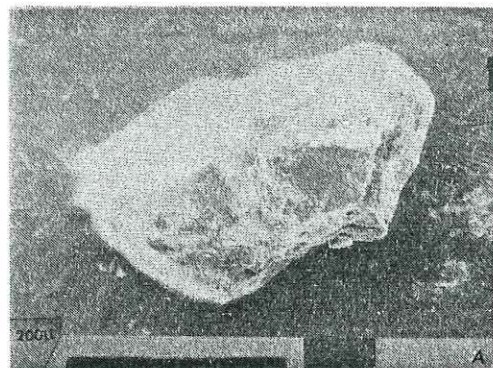
C - D. Grain peu usé à coins arrondis (C).

La pellicule siliceuse en coulées avec cupules de choc à gradient de polissage (D, flèche) prouvent une phase pédogénétique suivie d'une évolution fluviatile. La silice de néogénèse en voie de cristallisation est d'origine diagénétique (D, cercle), la pellicule siliceuse écaillée superposée à la pellicule siliceuse en coulée (D, grosse flèche) prouve une deuxième phase pédogénétique plus aride.

Histoire :

- Pédogénèse ;
- Transport fluviatile ;
- Pédogénèse.





A - B. Grain légèrement émoussé à coins arrondis (A).

La pellicule siliceuse occupe les dépressions tandis que les arêtes du grain sont lissées. Des traces de chocs éoliens plus ou moins orientées sous forme de "grooves" (B, flèches) indiquent une éolisation littorale. Le polissage de ces traces chocs, la présence de globules et de pellicules siliceuses témoignent d'une évolution fluviatile.

Histoire :

- Quartz d'origine deltaïque, peut être remanié d'une formation antérieure ;
- Eolisation littorale ;
- Transport fluviatile.

C - D. Grain rond mat, transport assez important (C).

Le grain est recouvert par une pellicule siliceuse en coulée et en plaque (C, flèche), sans doute d'origine désertique. Les cupules de choc de différente dimension à gradient de polissage indiquent une évolution fluviatile (D, flèche). Les traces de choc éoliennes se trouvent sur les faces planes et les arêtes (D, cercle), moins polies, prouvent une éolisation postérieure à l'évolution fluviatile. Une dissolution profonde de la surface témoigne de l'immobilisation de ce grain et d'une action pédogénétique.

Histoire :

- Transport fluviatile ;
- Eolisation ;
- Pédogénèse.

E

Figure de dissolution d'origine pédologique (E) avec globules et pellicules siliceuses disséminés dans la cavité et en surface.

Histoire :

- Pédogénèse ;
- Transport fluviatile.

F

La précipitation de silice soluble sous forme de coulées siliceuses (F en bas), de globules et de fleurs de silice (F, les flèches) et enfin d'une pellicule siliceuse récente (F, grosse flèche) témoignent de trois phases de pédogénèse. Les traces de choc qui se trouvent sur les coulées de silice sont mieux polies que celles situées sur les globules et les fleurs de silice, prouvent deux phases de transport fluviatile et une surface de protection au moment de la précipitation du silice en coulée.

Histoire :

- Pédogénèse ;
- Transport fluviatile ;
- Pédogénèse ;
- Transport fluviatile à moyenne énergie ;
- Pédogénèse.

G - H. Grain rond mat ayant subi un long parcours (G).

Les pellicules siliceuses en coulées (H) témoignent d'une altération pédogénétique. Les petites traces de chocs en V indiquent une éolisation postérieure à la pédogénèse. Les grandes cupules de choc à gradient de polissage et les globules fluviatile à moyenne énergie prouvent une évolution fluviatile à moyenne énergie.

Histoire :

- Pédogénèse ;
- Eolisation ;
- Transport fluviatile.

ZONE D - PLANCHE 4

I - J. Grain rond mat accidentellement cassé (I).

Les grands croissants des chocs à gradient de polissage témoignent d'une évolution fluviatile (J). La pellicule siliceuse en coulée (à droite) indique une phase pédogénétique postérieure à l'évolution fluviatile, les traces de choc peu polies (J, flèche) avec les globules siliceux (J, cercle) prouvent une éolisation qui précède une deuxième phase d'évolution fluviatile à faible énergie.

Histoire :

- Transport fluviatile ; - Eolisation ;
- Pédogénèse ; - Transport fluviatile.

K - L. Grain rond et mat (K).

La pellicule siliceuse d'origine pédologique a subi une phase éolienne désertique marquée par un aspect en plaques et par les traces de choc en V (L, cercle). Le polissage de ces traces indique une évolution fluviatile postérieure à l'éolisation. Les nombreux globules siliceux disséminés sur les faces planes et à proximité des arêtes sont dues à cette phase de transport fluviatile.

Histoire :

- Pédogénèse ;
- Eolisation ;
- Transport fluviatile.

M - N. Grain rond mat aux bords polis (M).

Les anciennes cupules des chocs en croissants et à gradient de polissage (M, flèche) indiquent un transport fluviatile ancien. Le quartz de néogénèse (N) qui se trouve dans une dépression et qui porte des traces de choc à gradient de polissage prouvent l'immobilisation avant nouveau transport fluviatile. Les cassures conchoïdales (M, grosse flèche) témoignent d'une éolisation. Des quartz de néogénèse dépourvus de traces de chocs, avec des globules siliceux, des marques de dissolution (sur les faces planes) et la précipitation de silice en pellicules siliceuses (M, au centre) indiquent plusieurs phases de diagenèse.

Histoire :

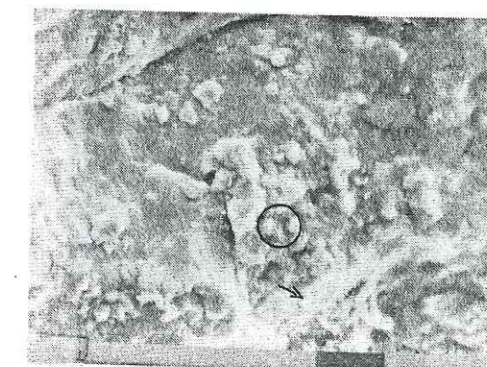
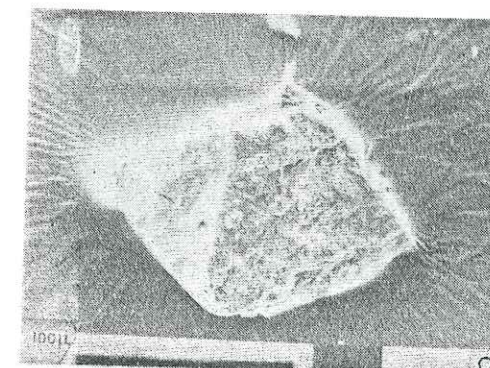
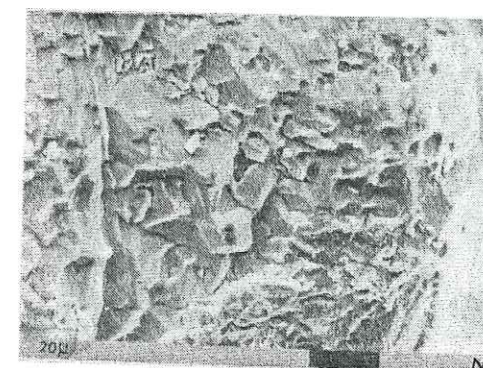
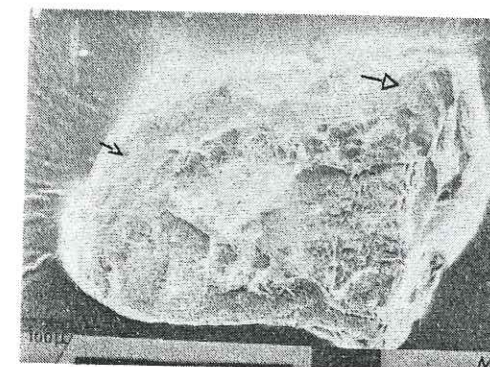
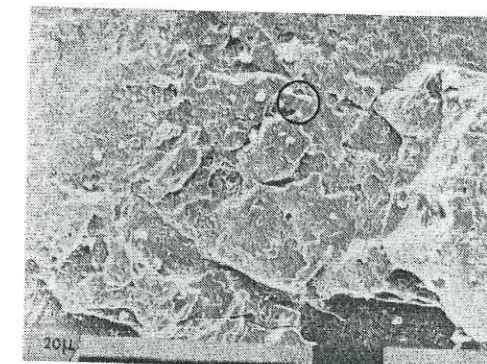
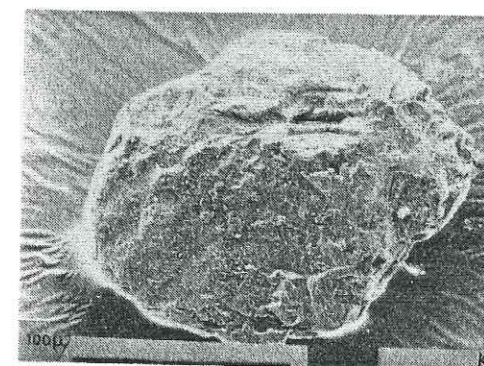
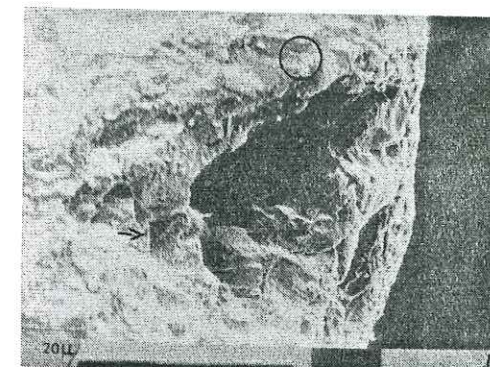
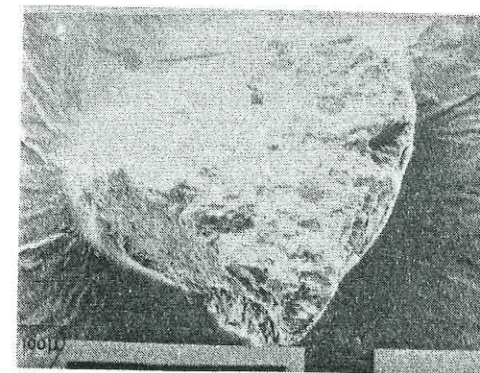
- Transport fluviatile ; - Eolisation ;
- Pédogénèse ; - Pédogénèse ;
- Transport fluviatile ; - Diagenèse.

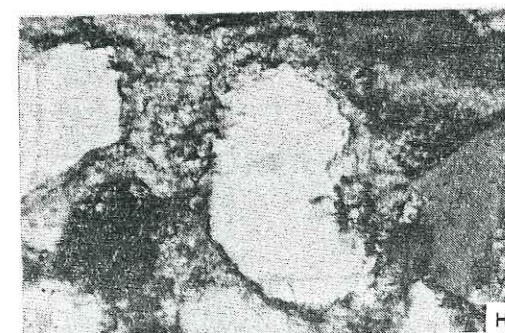
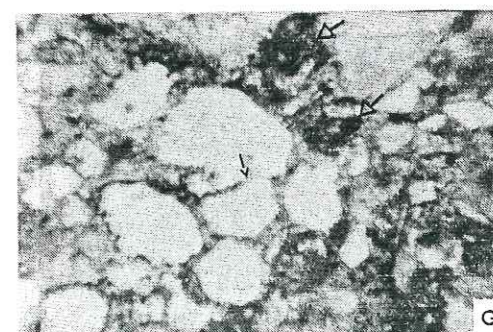
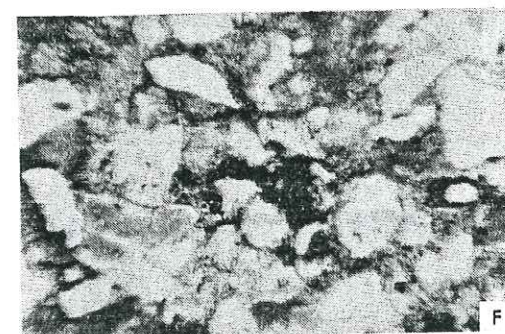
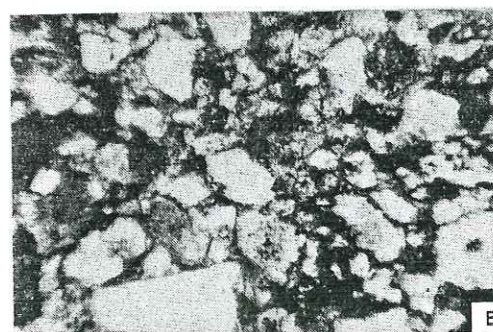
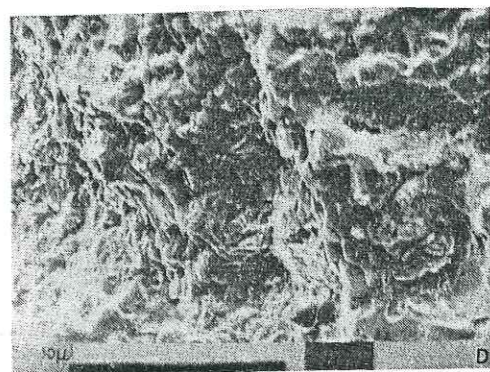
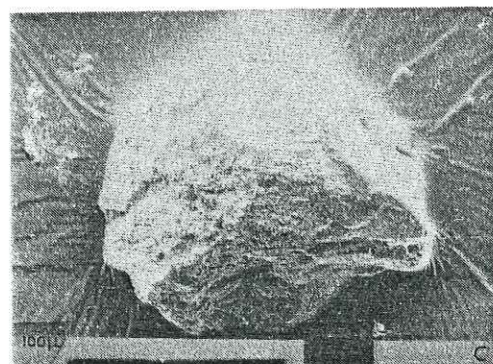
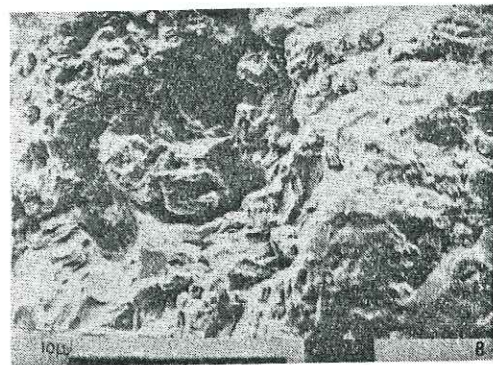
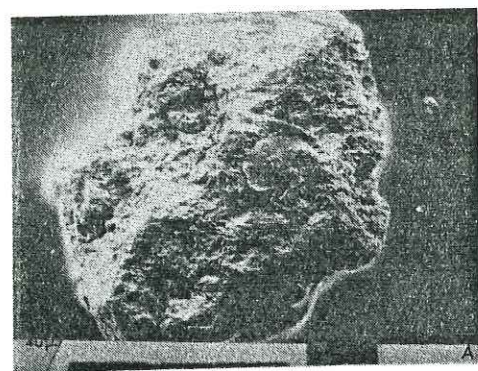
O - P. Grain peu usé à façonnement fluviatile.

Les cupules des chocs à gradient polissage orientés vers le sud-est (par rapport à la position du grain), indiquent un transport fluviatile. La précipitation de silice soluble sous forme de globule et de fleurs de silice dans les dépressions (P, cercle) aussi bien que sur les arêtes et sur les faces planes, les coulées de silice (P, flèche) indiquent une forte pédogénèse.

Histoire :

- Transport fluviatile ;
- Pédogénèse.





A - B. Grain peu usé, mat (A).

Les cupules, les croissants et les grandes traces de chocs mécaniques (B) sont recouvertes par la pellicule siliceuse qui empêche de distinguer l'histoire plus ancienne du grain.

Histoire :

- Transport fluviatile ;
- Pédogénèse.

C - D. Grain peu usé et mat (C).

Les coulées siliceuses ont précipité sur l'ensemble du grain (D) et rempli les traces de choc antérieures dues à un transport sans doute fluviatile.

Histoire :

- Transport fluviatile ;
- Pédogénèse.

E - Rubéfaction d'origine diagenétique.

Le pigment rouge (en noir sur la photo) forme une enveloppe continue autour des grains - Zone D. Ech. 8 ; observation microscopique en LN.

F - Rubéfaction héritée.

Les grains sont faiblement enrobés par la coloration rouge ; les oxydes de fer restent localisés autour des minéraux parentaux. zone A, Ech. 4, observation microscopique en LN.

G - Mélange d'une rubéfaction héritée et d'une rubéfaction diagenétique.

La rubéfaction héritée est marquée par la localisation des mas d'oxydes de fer (grosse flèche). La rubéfaction d'origine diagenétique est marquée par l'absence de pigment rouge aux contacts intergranulaires (petite flèche). Ech. 4, photo microscopique en LN.

H - Dissolution d'origine diagenétique.

Les grains de quartz sont attaqués et corrodés par les carbonates.

CHAPITRE CINQUIEME

ETUDE DES DIRECTIONS DE COURANTS

1. Etude de l'orientation et inclinaison des galets.

2. Etude des structures et figures sédimentaires.

3. Conclusion

Plusieurs méthodes ont permis une approche de cette étude. La formation des conglomérats de Kerman étant pauvre en figures sédimentaires, notamment dans la partie conglomératique, l'analyse de l'orientation et de l'inclinaison des galets a donc joué le rôle principal pour déterminer la direction et le sens des courants d'apport. Cependant, l'étude de quelques figures sédimentaires a également fourni des indications dans ce domaine.

I - ETUDE DE L'ORIENTATION ET DE L'INCLINAISON DES GALETS

I - 1. LA METHODE

Nous avons utilisé la méthode de A. CAILLEUX et J. TRICART (1959). Nous avons choisi les galets allongés réguliers et isolés, non influencés par les facteurs locaux. Mais ce conglomérat étant induré, les galets ne peuvent pas être dégagés de leur gangue ; j'ai donc mesuré leurs dimensions apparentes ou dimensions en section : L_s (longueur apparente) et E_s (largeur apparente). Cinquante à cent galets ont été mesurés dans chaque zone ; l'orientation et l'inclinaison de chaque galet sont mesurées dans le plan des strates dont on mesure le pendage si celui-ci n'est pas resté horizontal et on rétablit cet ensemble dans sa position originelle au moyen du Canevas de Wulff (fig. 49). C'est cette position originelle qui sera retenue pour définir le sens des courants et (ch. 3.2) l'agent de dépôt final.

I - 2. REPRESENTATION DES RESULTATS (fig. 49-52 ; tab. 14)

Pour chaque zone étudiée, nous avons représenté schématiquement l'orientation des galets (fig. 50) et nous avons regroupé ces orientations sur une rose (fig. 51), nous en avons déduit la direction du courant sachant que cette direction est perpendiculaire à l'orientation moyenne des galets. Le sens des courants est déduit de l'inclinaison des galets. Enfin, ces directions de courants ont été figurées sur une carte, à leur emplacement géographique, pour mettre en évidence leurs variations (fig. 52).

I - 3. INTERPRETATION DES RESULTATS

Zone A

Dans cette zone, la direction principale des apports est NE-SW (245°), avec une direction secondaire ESE-WNW (fig. 51 A) : la direction moyenne est donc de 270° . L'inclinaison moyenne des galets dans cette zone est de 22° dont 56 % s'inclinent vers le NE et 26 % vers le SE (fig. 49).

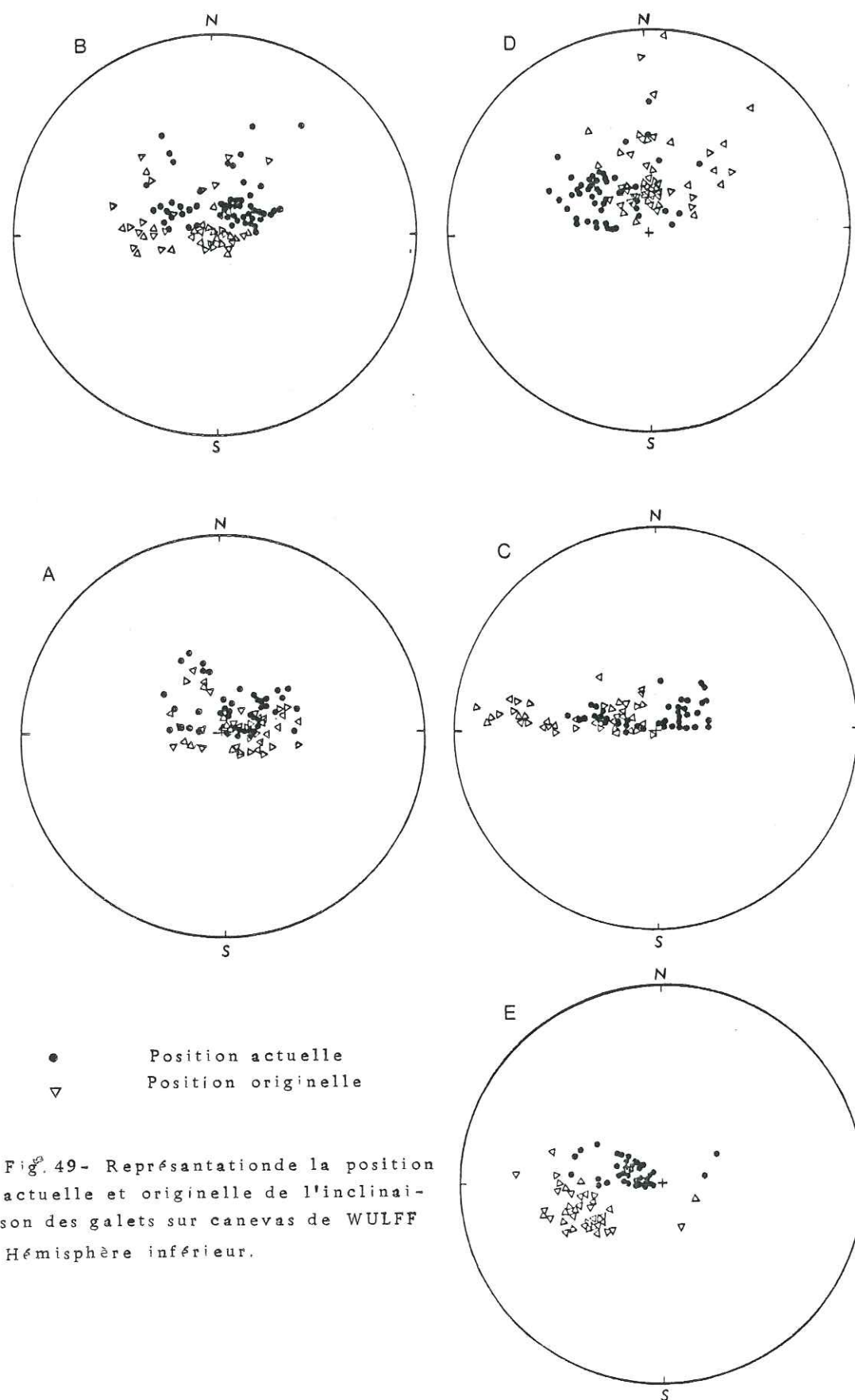


Fig. 49- Représentation de la position actuelle et originelle de l'inclinaison des galets sur canevas de WULFF Hémisphère inférieure.

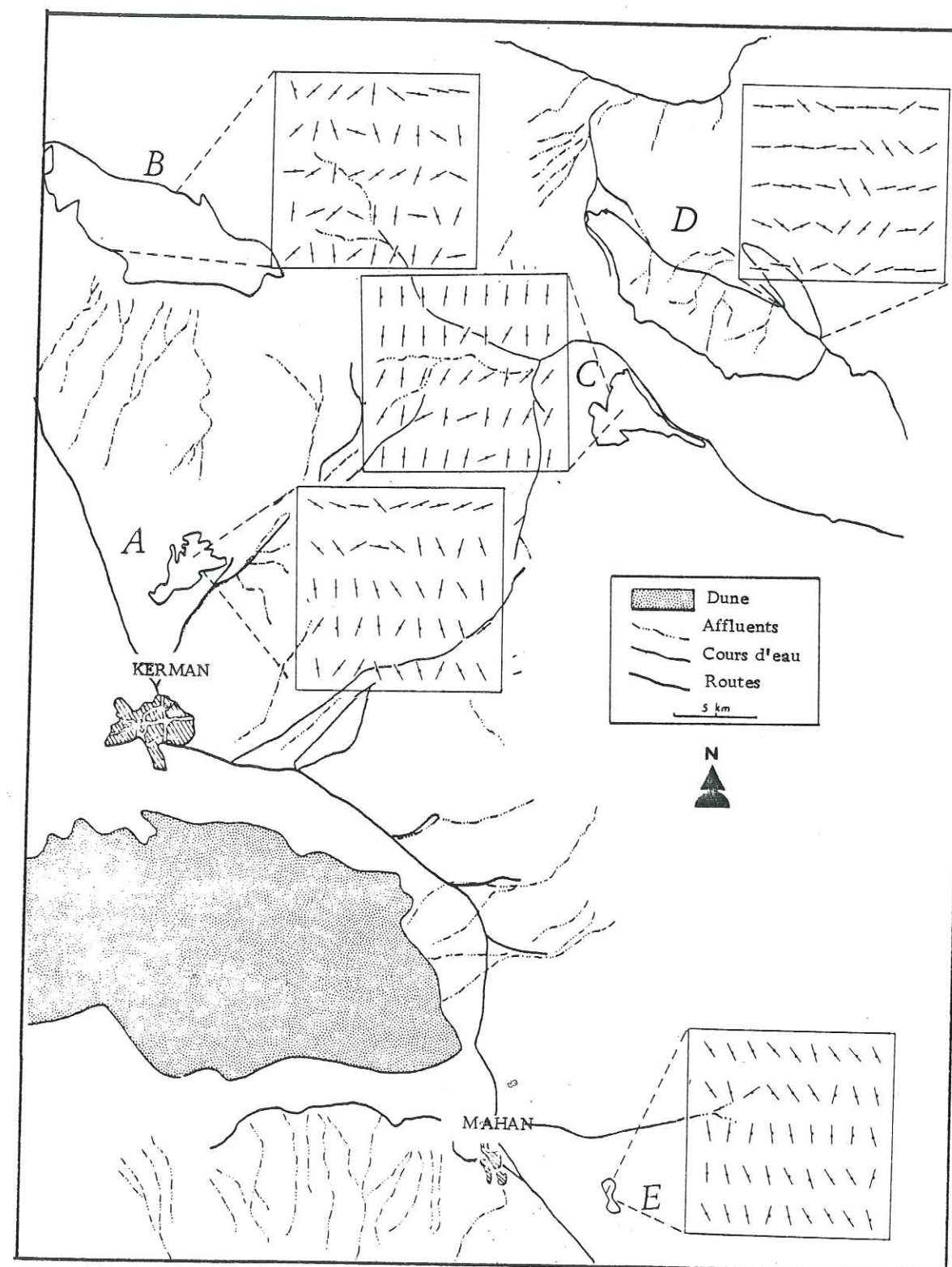


Fig. 50- Emplacement géographique de l'orientation des galets

Zone B

La direction principale des apports est WNW-ESE (100°) ; compte tenu de quelques directions secondaires, la direction moyenne est de 117° . L'inclinaison moyenne des galets est de 21° dont 40 % s'inclinent vers le NW et 20 % vers le NE (fig. 49 B).

Zone C

La direction des courants d'apport est de 108° ; l'inclinaison moyenne des galets est de 40° , en totalité vers le NW (fig. 49 C).

	Azimut moyen de la direction des galets	Direction principale des courants	Direction moyenne des courants
Zone A	180°	ENE-WSW (245°)	E-W (270°)
Zone B	27°	WNW-ESE (100°)	WNW-ESE (117°)
Zone C	18°	WNW-ESE (100°)	WNW-ESE (108°)
Zone D	92°	NNW-SSE (170°)	N-S (182°)
Zone E	128°	SW-NE (70°)	SSW-NNE (28°)

Tableau 14: Direction des galets et direction des courants

Zone D

Une seule direction principale NNW-SSE apparait dans cette zone avec une direction moyenne N-S (fig. 51 D). L'inclinaison moyenne des galets est de 34° avec une forte concentration vers le nord (fig. 49 D).

Zone E

Ici la direction des courants est uniquement SW-NE (70°) (fig. 51 E) ; l'inclinaison moyenne des galets est de $34,8^\circ$, en grande majorité vers le SW (fig. 49 E).

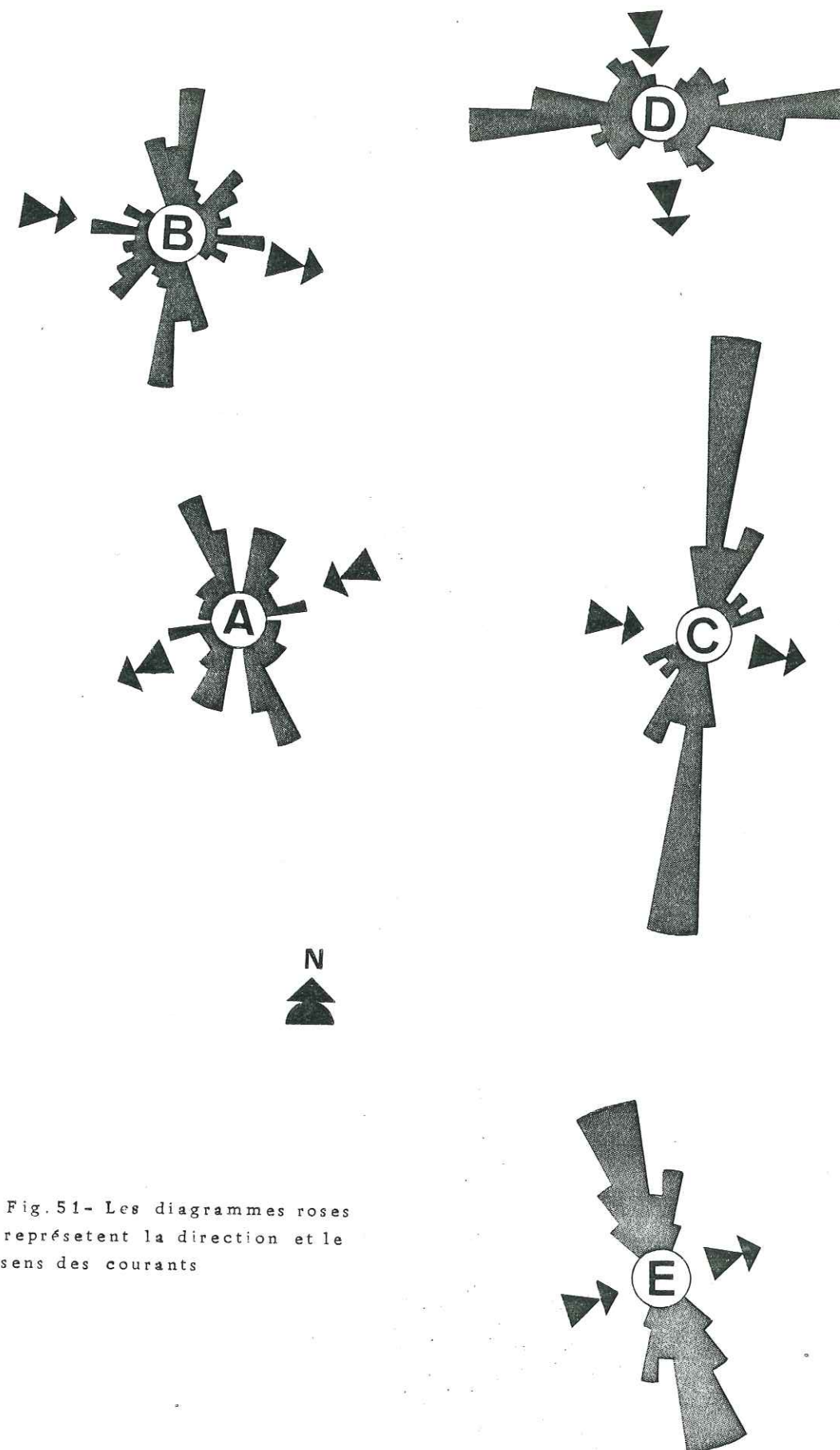


Fig. 51- Les diagrammes roses représentent la direction et le sens des courants

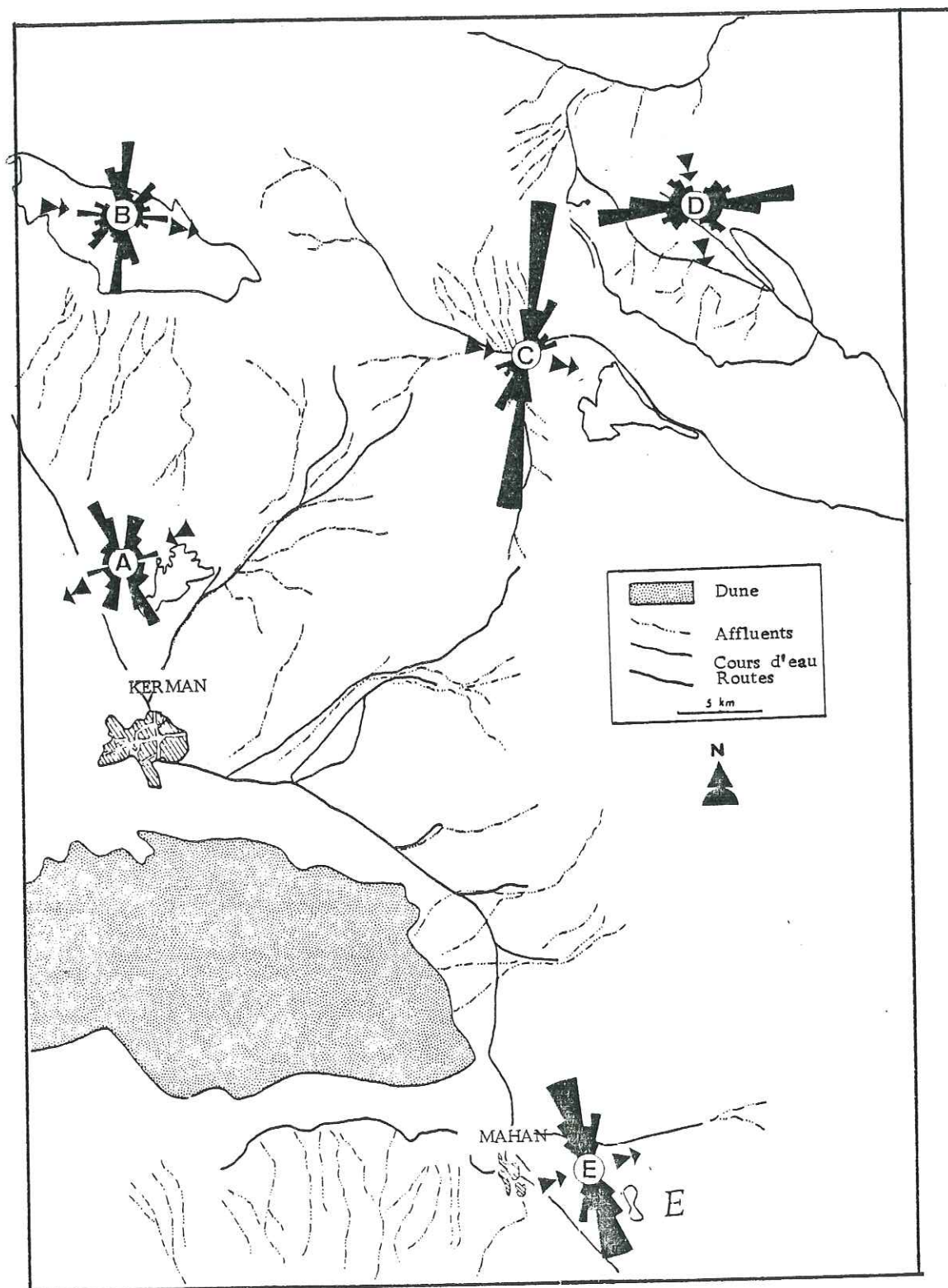


Fig. 52- Emplacement géographique de la direction et le sens des courants

II - ÉTUDE DES FIGURES ET STRUCTURES SÉDIMENTAIRES

II - 1. LES FLUTES CASTS

On les a observés dans la zone D. On peut en déduire une direction de courant du NW vers le SE (150°).

II - 2. LES LITAGES INCLINES

On les a observés dans la zone C.

La direction est $N 90^\circ$ et l'inclinaison de 28° vers le Sud.

La couche est caractérisée par une horizontale $N 10^\circ E$ et une inclinaison de 36° vers l'Est.

Après rabattement de l'ensemble sur l'horizontale (Potter-Pettijohn, 1977) on obtient :

direction de l'horizontale : $N 145^\circ$;

valeur de la pente : 40° vers le SW.

On peut en déduire une direction de courant NE-SW (235°).

II - 3. LES RIPPLE MARKS

On en observe dans les zones B et D. Ils sont discontinus, à sommets courbes et asymétriques ; la pente raide représentant la direction de l'aval courant, on peut définir les directions de courants suivantes :

- zone B : direction 105° (WNW-ESE),

- zone D : direction 157° (NNW-SSE).

II - 4. CONCLUSION

L'étude des figures et structures sédimentaires dans les zones B, C et D confirme les directions de courants établies à partir de l'analyse de l'orientation et de l'inclinaison des galets, en outre, nous avons obtenus une direction secondaire pour la zone C.

III - CONCLUSION A L'ÉTUDE DES DIRECTIONS DE COURANTS

Trois directions apparaissent nettement (fig. 52) :

- une direction sensiblement N-S pour les affleurements A et D. Cette direction confirme l'axe d'apport défini pour l'étude pétrographique des galets ;
- une direction WNW-ESE pour les affleurements B et C ;
- une direction SW-NE pour la zone E.

CHAPITRE SIXIEME

RECHERCHE DE LA LOCALISATION ET DE LA NATURE DE LA PROVINCE D'ORIGINE DES SEDIMENTS

1. Analyse pétrographique et origine des galets des Conglomérats.
2. Analyse pétrographique des grés.
3. Les minéraux argileux.
4. Les minéraux lourds.
5. Paléoclimat.

I - ANALYSE PÉTROGRAPHIQUE ET ORIGINE DES GALETS DES CONGLOMÉRATS

I - 1. LA METHODE

Nos conglomérats étant fortement indurés, pour chaque station étudiée nous avons compté tous les galets situés dans une certaine surface : 100 galets dans le cas d'une pétrographie apparemment peu variée, et 200 galets dans celui d'une pétrographie plus diversifiée.

Nous avons groupé les galets en lots de même dimension, centrés autour de 20 mm, 50 mm, 100 mm et 200 mm.

Dans chaque lot, j'ai déterminé la nature de chaque galet et compté les galets de même nature. Cette détermination a été effectuée à l'échelle de la lame mince, par analyse microscopique : pour les roches sédimentaires, j'ai utilisé la classification de R.L. FOLK (1974) et pour les roches cristallines, la classification classique publiée par F.F. GROUT (1932).

I - 2. ETUDE DESCRIPTIVE ET ORIGINE DES DIVERSES FAMILLES PETROGRAPHIQUES DE GALETS

1) Les galets de quartzite (quartz arénite - Folk)

a) Description :

Microscopiquement, tous les galets de quartz arénite ont la même apparence et, plus ou moins, les mêmes caractères, en cassure fraîche ils sont blancs ou roses ; cette différence de coloration provoquée par une faible variation du pourcentage des oxydes de fer ; ils sont noirs par altération ; la cassure est tranchante.

L'analyse microscopique d'une dizaine d'échantillons révèle les caractères suivants : 95 à 99 % de grains de quartz et de silex, le pourcentage de ce dernier varie entre 10 et 15 %. Les grains sont isogranulaires, anguleux ou subarrondis, rarement arrondis avec une structure jointive. La texture est en mosaïque.

L'échantillon R 75 (station B₄) est entièrement cristallisé, la quartzification de la roche est totale et on observe particulièrement bien le quartz de néoformation autour du grain original ; le pourcentage de grains de silex est faible. Dans d'autres échantillons (R₅₂, 53, 63, 81, 86, 98 des

stations B₂₋₃, C₂, D et E) la quartzification est incomplète : on observe encore un étroit liseré de ciment carbonaté entre les grains de quartz accrus par néoformation et la texture en mosaïque est visible en lumière naturelle.

Les autres minéraux sont : de rares feldspaths, 0 à 1 % de mica, quelques chlorites et les minéraux accessoires (apatite, zircon, sphène).

Le pourcentage d'oxydes opaques dans la matrice est très variable : (de 1 à 25 %) et mélangé au ciment carbonaté (échantillons R 101 - station C₁ et R₉₁ - station B₁).

b) Origine

Les quartzites blancs ne peuvent provenir que de la Formation de Lalun du Cambrien inférieur, qui affleure actuellement très largement dans tout l'Iran, de l'Azerbaïdjan en N.W jusqu'à Kerman au SE (stratigraphie Lexicon of Iran).

Les quartzites roses, nettement plus rares, sont à rattacher soit à la même formation, soit à la formation de Desu, immédiatement sous-jacente (Infra Cambrien) et des mêmes régions que les quartzites blancs.

c) Variations stratigraphiques et géographiques du pourcentage des galets de quartzite

Fig. 53-57; Tableaux 21-25

Dans la zone A : les quartzites sont peu abondants à absents, et de petite dimension (20 mm).

Dans la zone B : les galets de quartzite sont plus abondants et de plus grandes dimensions (50 mm) et leur proportion diminue de la base (25,3 %), au sommet (12,1 %).

Dans la zone C : à la base les galets sont de petite dimension (20 mm) et relativement nombreux (18,2 %). Leur dimension augmente vers le sommet tandis que leur proportion diminue.

Dans la zone D : on observe le même accroissement des dimensions que dans la zone C, et les proportions augmentent de la base au sommet.

Dans la zone E : les galets de quartzites sont uniformément de moyenne et petite dimension et leur proportion augmente vers le sommet.

d) Conclusion à l'étude des variations stratigraphiques et géographiques des pourcentages des galets de quartzite

Les variations stratigraphiques du pourcentage des galets de quartzite en fonction de leur dimension semblent aléatoires. En revanche, les variations

géographiques de ce pourcentage permettent de définir deux axes d'apports :
un axe principal D → C
un axe secondaire B → A

2) Les galets de grès rouge (grès quartzitique fin à ciment carbonaté) PETTIOHN (1949)

a) Description

Grès quartzitiques compacts rouges ou violets foncé par altération et rouges clair à roses en cassure.

Analyse microscopique d'une dizaine de lames minces : le quartz est dominant (55 à 80 %) sous forme de grains isogranulaires, dispersés, anguleux ou subarrondis, à dimension de 150 - 200 µ.

Plagioclase et mica sont en faible proportion (1-2 %), sauf dans la plaque R 70 station C₃ où le mica atteint 10 %.

Les minéraux accessoires sont apatites et des minéraux opaques.

Le ciment est soit constitué par des oxydes de fer soit carbonaté.

Cette nature différente du ciment permet de distinguer deux origines possibles pour les grès rouges.

b) Origine

- Les galets de grès rouge à ciment féroigneux proviennent, comme les galets de quartzites blancs, de la formation de Lalun de Cambrien inférieur. L'analyse microscopique des grès rouges de la formation de Lalun révèle l'identité de ceux-ci avec les grès rouges des galets d'un conglomérat.

- Les galets de grès rouge à ciment calcaire sont à rattacher à la formation de Bidou d'âge jurassique supérieur, qui affleurent largement dans la région de Kerman sous forme des grès brun-rouge, violet, verts, parfois conglomératiques, de shales, de grès carbonatés et de calcaire oolitique.

c) Variations stratigraphiques et géographiques du pourcentage des galets de grès rouge

(Fig. 53-57 ; Tableaux 21 - 25)

Ces variations sont identiques à celles des quartzites. Les galets de grès rouge proviennent de la même province distributrice que les galets de quartzite et leur répartition s'est faite suivant les mêmes axes.

01 SEP. 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : pialour@ujf-grenoble.fr

3) Les galets de dolomie

a) Description

Ce sont des roches indurées, gris foncé en cassure fraîche, et gris à gris clair en surface ; parfois traversées par de petites veines où sont concentrés les oxydes de fer.

L'analyse microscopique de huit échantillons provenant des différentes zones révèle trois types différents de dolomie :

1. Dolosparite : la roche est entièrement dolomitisée (dolomitisation secondaire) et la texture est en mosaïque. Parfois, on observe jusqu'à 5-10 % de cristaux de calcite comportant la macle polysynthétique et 1 % de grains de quartz anguleux. Les oxydes de fer sont parfois abondants et colorent les cassures et parfois l'ensemble du sédiment.

2. Micro dolosparite : la roche est cristallisée et présente une texture micro-cristalline. La dimension des cristaux varie entre 20 et 60 μ . On peut aussi observer quelques grains de quartz (1 %) anguleux ou subarrondis et quelques petites paillettes de mica.

3. Dolomicrite : la roche est micritique (dolomie primaire) présentant encore de petits cristaux de calcite dispersés dans la masse.

b) Origine

Deux sources sont possibles :

1. La formation de Shotorie, formation dolomitique d'âge Triasique moyen (ou post-carbonifère inférieur R. H. Huckriede) et qui affleure largement dans la région.

2. La formation de Desu, d'âge infracambrien, constituée de matériel sédimentaire (gypse, dolomie, calcaire, grès micacé) et volcanique (stratigraphic lexicon of Iran). Cette formation étend dans le domaine des zones B, C et D. On propose donc, la dolomie Triasique comme origine des galets de la zone E et un mélange des deux types pour les autres zones.

c) Variations stratigraphiques et géographiques du pourcentage des galets de dolomie (Fig. 53-57 ; Tableaux 21-25).

Zone A : il n'y a pas de galets de dolomie dans cette zone.

Zone B : absents à la base de cette zone, les galets de dolomie n'apparaissent qu'en B₃ et B₄ et sont de dimension moyenne. L'apparition des galets dolomitiques correspond à une diminution des galets de quartzite.

Zone C : les galets de dolomie sont très irrégulièrement répartis et leur pourcentage est très faible.

Zone D : comme dans la zone B, ils sont absents à la base et augmentent vers le sommet, ils sont de moyenne à petite dimension.

Zone E : la proportion des galets dolomitiques est voisine de 10 % et leur dimension est moyenne à petite.

d) Conclusion

Les galets de dolomie sont très inégalement répartis (absents dans les zones A et C) et n'apparaissent que vers le sommet de la formation (zones B et D). Leur origine semble être locale et située à proximité des affleurements où ils ont été déposés.

4) Les galets de calcaire gris

a) Description

Les galets de calcaires gris sont très nombreux. Ils sont de couleur gris foncé, grise ou gris jaune en surface, grise, gris clair ou crème en cassure fraîche. Ils sont durs et leur texture est fine, parfois cristallisée.

L'analyse microscopique réalisée sur 33 lames minces est résumée dans les tableaux 15-17 des pages suivantes.

b) Origine

On peut diviser les galets de calcaires gris en trois groupes :

1. Les galets de type intra-micrite, d'âge Crétacé supérieur, largement représentés dans la région.
2. Les galets de type oolithique, d'âge Jurassique supérieur, à rattacher à la formation de Bidou qui affleure largement dans la région, surtout au voisinage des zones C, D et E.
3. Les galets non datés paléontologiquement : parce que pauvres en micro-organismes ou dont les micro-organismes sont indéterminables ; cependant, leurs caractères micrographiques permettent d'en faire les équivalents du calcaire à Rudistes (nom informal. stratigraphic Lexicon of Iran), pauvres en micro-faunes d'âge crétacé supérieur et qui forme les falaises et les sommets de la région de Kerman.

c) Variations stratigraphiques et géographiques du pourcentage des galets de calcaire gris (Fig. 53 - 57 ; Tableaux 21-25).

Dans la zone A : Augmentation du pourcentage des galets de calcaire gris vers le sommet (35 %-49,9 %) , ainsi que la dimension.

	CARACTERES MICROSCOPIQUES	NOMS	AGE IDENTIFIE OU PROPOSE
A ₄	Ech. R 93 a : Ciment micritique (80 %), allochems (20 %) constitués par des microfaunes de dimension inférieure à 450 µ. Ech. R 93 b : Calcaire entièrement cristallisé à structure mosaïque, faune absente.	Biomicrorite Sparite	Crétacé sup. ?
A ₃	Ech. R 94 b : Ciment sparitique ; plus de 10 % de grains de quartz de 90 à 180 µ ; colorés par des oxydes de fer, pellets inférieure à 625 µ.	Pel sparite gréseuse	Crétacé sup.
A ₂	Ech. R 95 b : Ciment sparitique, les pellets sont ronds ou sub-ronds de dimension inférieure à 625 µ ; intraclaste supérieure à 625 µ. Ech. R 95 c : Ciment sparitique ; pellets isogranulaires ⁺ rond, inférieurs à 625 µ ; grains de quartz rares et petits (20 µ). Peu d'oxyde de fer.	Intra pel sparite Pel bio sparite	? Crétacé moy.
A ₁	Ech. R 96 a : Ciment sparitique ; gros intraclastes ⁺ ronds, quartz de 20 à 60 µ, parfois concentré autour des intraclastes. Ech. R 96 b : Ciment sparitique, intraclastes entièrement cristallisés et dolomitisés, inférieurs à 625 µ. Quelques grains de quartz détritiques, quelques pellets inférieurs à 200 µ.	Intra bio sparite Intra sparite	Crétacé sup. ?
B ₄	Ech. R 72 a : Texture micritique ; très rares cristaux de quartz automorphes. Ech. R 72 b : Texture micritique, faiblement cristallisée ; quelques plages de calcite à masse polysynthétique ; les pellets sont également cristallisés.	Micrite Pel micrite	Crétacé sup. ?
B ₃	Ech. R 77 a : Texture sparitique, dolomitisée (cristaux jusqu'à 150 µ), faune absente. Ech. R 77 b : Grandes plages de calcite à macles polysynthétiques, parfois fortement dolomitisées ; rares grains de quartz très fins (50 µ).	Sparite dolomitisée Calcaire cristallisé et dolomitisé	? ?
B ₂	Ech. R 83 a : Ciment microsparitique à sparitique ; 7-15 % de grains de quartz, sub-ronds anguleux, parfois allongés, de 100 à 450 µ ; pellets inférieurs à 625 µ ; faune absente. Ech. R 83 b : Ciment parfois cristallisé et sparitique ; quelques quartz détritiques dispersés ; oolithes à noyau de quartz détritique parfois recristallisées avec perte de la structure concentrique.	Pel sparite gréseuse Oo micro sparite dolomitisée	Crétacé sup. ?
B ₁	Ech. R 88 a : Ciment sparitique ; 10 % de grains de quartz inférieurs à 280 µ ; pellets ronds et fins de 200 µ ; gros intraclastes (supérieurs à 625 µ).	Pel intra sparite gréseuse	Crétacé sup.

15- Caractères microscopiques des galets de calcaire gris des zones A et B

	CARACTERES MICROSCOPIQUES	NOMS	AGE IDENTIFIE OU PROPOSE
C ₃	Ech. R 69 a : Ciment micritique, pellets et intraclastes inférieurs à 625 µ, 1 % grains de quartz de 40 à 120 µ. Microfaune : sidérolites calcitrapoïdes d'âge Maestrichtien, Orbitoïdes, algues. Ech. R 69 b : Ciment faiblement cristallisé à petites plages de calcite ; coquilles cristallisées sous forme de fibres, parfois silicifiées ; pellets à petite dimension, accompagnés par quelques intraclastes.	Intra pel micrite Pel micrite	Maestrichtien ?
C ₂	Ech. R 97 a et c : Ciment sparitique peu abondant ; nombreux et gros intraclastes de 500 µ à 9 mm ; anguleux et compactés (microbrèche). Moins de 10 % de grains de quartz anguleux ou subronds, inférieurs à 190 µ, concentrés à la périphérie des intraclastes. Micro-faune : Bryozoaires, Orbitoïdes. Ech. R 97 b : Ciment micritique ; intraclastes hétérogranulaires (< 625 µ - 1000 µ), anguleux ; rares grains de quartz de 20 à 80 µ.	Intra sparite Intra micrite	Crétacé sup. Crétacé sup.
C ₁	Ech. R 99 a : Texture micritique ; environ 10 % d'intraclastes, toujours inférieurs à 625 µ ; 5 % de grains de quartz anguleux ou subronds de 50 à 500 µ. Ech. R 99 b : Ciment sparitique, oolithes inférieurs à 625 µ, entièrement cristallisés (dolomitisés) où la structure concentrique a disparu. Les noyaux sont des foraminifères ou des quartz détritiques. Intraclastes supérieurs à 1000 µ. Ech. R 99 c : Ciment sparitique ; intraclastes de 300 à 1000 µ, à majorité inférieure à 625 µ, anguleux et allongés ; quelques pellets (carbonatés-argileux) ronds ; quelques grains de quartz anguleux de petite taille (< 80 µ). Micro-faune : bryzoaire et algues.	Micrite ou intramicrite Oo intra sparite Intra pel sparite	Crétacé sup. Jurassique sup. Crétacé sup.
D ₃	Les galets ont les mêmes caractères pétrographiques que D ₂ .		
D ₂	Ech. R 65 a : Ciment micritique ; pellets arrondis de 200 à 900 µ. Dolomitisation : rhomboédres de dolomite dispersés, colorés en brun, à macles régionales. Ech. R 65 b : Ciment sparitique ; les pellets sont arrondis, toujours inférieurs à 625 µ ; quelques grains de quartz de 100 à 225 µ ; intraclaste plus grands que les pellets. Ech. R 66 : Ciment sparitique ; oolithes cristallisés avec disparition de la structure concentrique chez certains, à noyaux quartzeux et irréguliers, de dimension toujours inférieure à 625 µ ; intraclastes parfois supérieurs à 1000 µ.	Pel micrite dolomitisée Pel intra sparite Oo bio intra sparite	Jurassique sup. Jurassique sup.

16- Caractères microscopiques des galets de calcaire gris des zones C et D

	CARACTÈRES MICROSCOPIQUES	NOMS	AGE IDENTIFIÉ OU PROPOSÉ
D ₁	Ech. R 60 a : Ciment sparitique, parfois envahi de minéraux argileux (cryptocristallin). Intraclastes inférieurs à 625 µ. Micro-faune rare et cristallisé. Ech. R 60 b : Ciment sparitique ; pellets ronds et parfois allongés, faiblement cristallisés, inférieurs à 625 µ, micro-faune rare et indéterminable.	Intra sparite Pel sparite	Crétacé sup. Crétacé inf.
E ₂	Ech. R 55 b : Ciment micritique ; intraclastes hétérogranulaires ; 1-2 % de grains de quartz inférieurs à 60 µ, micro-faunes rares. Ech. R 55 a : Mêmes caractères que R 55 b, mais pourcentage de grains de quartz plus élevé (10 %). Ech. R 55 c : Ciment sparitique à micro sparitique ; oolithes à noyaux de calcite ou de micro-faune, de dimension variable (moins de 625 µ à 1000 µ), colorées en jaune. Abondants morceaux de coquilles.	Intra micrite Intra micrite gréseux Oo sparite	Crétacé moy. Crétacé sup. Jurassique sup.
E ₁	Ech. R 50 a-b : Ciment micritique faiblement cristallisé et parfois dolomitisé ; intraclastes hétérogranulaires de dimensions variées, (moins de 625 µ à plus de 1000 µ) ; très rares grains de quartz de petites dimensions (20-80 µ). Micro-faune rare et indéterminable. Ech. R 50 c : Mêmes caractères que la lame R 55 c, mais les oolithes sont plus isogranulaires.	Intra micrite Oo sparite	Crétacé sup. Jurassique sup.

17- Caractères microscopiques des galets de calcaire gris des zones D et E

Dans la zone B : On note également une augmentation de la dimension vers le sommet.

Dans la zone C : Le pourcentage des galets de calcaire gris augmente régulièrement de la base vers le sommet (67,29 %-85,7 %), ainsi que leur dimension (tableau 23).

Dans la zone D : Le pourcentage de ces galets est toujours très élevé (40 %) et la dimension augmente de la base vers le sommet.

Dans la zone E : Le pourcentage des galets de calcaire gris augmente vers le sommet (47,4 %-53,7 %), mais leur dimension diminue.

d) Conclusion

1. Le pourcentage des galets de calcaire gris montre une nette tendance à l'augmentation du bas vers le haut de la formation.
2. La dimension des galets augmente du bas vers le haut dans toutes les zones sauf dans la zone E.
3. Les variations de pourcentage des galets de calcaire gris entre les diverses zones ne permettent pas de définir des directions d'apports.

5) Les galets de calcaire jaune

a) Description

Les galets de calcaire jaune n'ont été observés que dans les zones A, B et D. Ils sont gris clair, jaunes ou oranges en surface, jaunes clair ou rosés en cassure. Ils sont plus tendres et fragiles que les calcaires gris et leur surface plus rugueuse.

L'étude micrographique a porté sur une dizaine de lames minces : le ciment est fin, micritique, parfois microsparitique par recristallisation. Les intraclastes (inférieurs à 625 µ -1000 µ, mais parfois plus grands) sont anguleux, rarement ronds ou sub-ronds. Les grains de quartz sont peu nombreux (1 à 8 %) et de petites dimensions (20-280 µ), fossiles et pellets apparaissent quelquefois. La coloration est due aux oxydes de fer qui sont soit concentrés en grains, soit dispersés dans la matrice.

Zone	Nom	Age	N°
A	Intra pel sparite	Crétacé sup.	R 93 c
	Intra micrite	Crétacé sup.	R 94 c
	Intra micrite	Crétacé sup.	R 94 a
	Intra pel micrite	—	R 95 a
	Intra micrite	Crétacé sup.	R 96 b
B	Intra micrite	Crétacé sup.	R 76
	Intra bio micrite	Crétacé sup.	R 87 a
	Intra bio micrite	—	R 87 b
	Intra bio micrite	Crétacé sup.	R 88 b
D	Micro sparite	—	R 65 c
	Micrite	—	R 60 c

Tableau 18

b) Origine

La micro-faune Orbitoide permet de dater ces calcaires jaunes (tableau 18) du Crétacé supérieur et de les rattacher aux calcaires gris-verdâtres qui affleurent largement dans toute la région de Kerman au dessus des calcaires gris, vus précédemment ; on peut penser que le changement de coloration -du gris-verdâtre à l'affleurement au jaune des galets- est dû à l'altération de cette formation au moment de son érosion et de son transport sous forme de galets.

c) Variations stratigraphiques et géographiques du pourcentage des galets de calcaire argileux jaune (Fig. 53, 54, 56 ; tableaux 21, 22, 24)

Dans la zone A : Diminution du pourcentage de bas en haut (62,28 %-47,6 %) avec une faible augmentation de la dimension. La zone A présente le plus fort pourcentage de ce type de galets ; cette constatation est à mettre en parallèle avec la très faible étendue locale de ces calcaires en affleurement.

Dans la zone B : Les variations du pourcentage et des dimensions de la base au sommet sont voisines de celles des calcaires gris.

Dans la zone D : Les galets de calcaire jaune sont absents en D₁ et apparaissent en D₂, et sont de moyenne et petite dimensions, et leur pourcentage diminue ensuite vers le sommet (12,2 - 6,25) mais en revanche, leur dimension augmente.

Les galets de calcaire jaune sont absents dans les zones C et E.

d) Conclusion

1. Le tableau 19 montre la grande variation du pourcentage moyen des galets de calcaire argileux dans les différentes zones A, B, C, D et E : leur origine semble être locale et située à proximité des affleurements où ils ont été déposés.
2. Les dimensions de galets augmentent légèrement vers le sommet dans toutes les zones.

6) Les galets de roches éruptivesa) Description

Les galets de roches éruptives sont altérés et leur reconnaissance pétrographique est parfois difficile. Ils présentent généralement une couleur verte plus ou moins foncée ou brune à brun-jaune. A l'oeil nu, la structure est aphanitique ; dans certains cas, on peut trouver quelques phénocristaux.

Au microscope on a pu distinguer deux types de roches éruptives :

1. Diabase : provenant des stations D₂ et E₂.

Texture intersertale.

Phénocristaux : Plagioclases dominantes, transformées en calcite ; minéraux argileux et albite. Les minéraux ferromagnésiens sont pseudomorphosés en chlorites et en oxydes opaques. Un peu de biotite verte, calcite et leucoxène.

Minéraux accessoires : Calcite, apatite, ilménite et séricite.

2. Type volcanique intermédiaire (Andésitique)

Texture microlithique ou microlithique porphyrique fluidale.

Phénocristaux : Minéraux ferromagnésiens sont pseudomorphosés en épidote, chlorite, minéraux carbonatés et minéraux opaques (leucoxène et hématite).

Plagioclases microlithiques, albitisés sont abondants.

Peu de pyroxène.

Minéraux accessoires : Calcite et apatite.

b) Origine

Les galets de roches diabasiques peuvent avoir pour origine quelques affleurements isolés d'âge précambrien qui se trouvent au nord de la zone D.

Les galets de roches andésitiques ont une origine encore inconnue, mais, certains auteurs (Hucriede et al. 1962, in thèse H. El nami 1981) signalent l'existence de roches volcaniques de faible épaisseur à la base du Lias dans la région de Kerman.

c) Variations stratigraphiques et géographiques du pourcentage des galets de roches éruptives. (Fig. 56, 57 ; tableau 24, 25).

Ces galets n'ont été trouvés que dans les affleurements D et E.

Dans la zone D : On assiste à la diminution du pourcentage, puis à la disparition des galets de ces roches de la base vers le sommet (41,5% - 26,1% - 0%). Ces galets sont de petite et de moyenne dimension.

Dans la zone E : On constate une augmentation du pourcentage des galets de ces roches vers le sommet (1,4 % - 5,3 %) ; les galets sont à moyenne et petite dimension.

7) Les galets rares

Dans la zone B, on a également trouvé deux gros galets de micaschistes (B₁ et B₂) et un gros galet de schistes argileux gris (B₄).

Les galets de micaschistes sont gris argent avec de petites pellicules de mica soulignant la schistosité. Leur origine est attribuée par A. HAGHIPOUR (1973) aux formations précambrienne et infracambrienne.

J'attribue le galet de schiste argileux gris foncé observé en B₄ à la formation de Hojedk d'âge Jurassique moyen (stratigraphic Lexicon of Iran).

Les galets de grès gris : se trouvent uniquement dans la zone B, ce sont des grès argileux, gris foncé par altération et gris verdâtre en cassure. Ils proviennent de la formation de Hojedk, d'âge Jurassique moyen. Ces galets sont absents en B₁, peu abondants (9,13 %) et de dimensions moyennes en B₂ ; leur proportion augmente en B₃ et B₄, la dimension demeurant moyenne.

I - 3. CONCLUSIONS A L'ANALYSE PETROGRAPHIQUE ET ORIGINE DES GALETS DES CONGLOMERATS

a) Les dimensions des galets augmentent depuis la base jusqu'au sommet dans toutes les zones.

b) Les galets de calcaires, essentiellement d'âge Crétacé, d'origine locale sont les plus abondants.

c) Un fort pourcentage de ces galets de calcaire indique une érosion importante dans les zones distributrices soumises à un soulèvement orogénique.

d) Les variations des pourcentages et des dimensions des galets d'une zone à l'autre excluent un unique courant d'apport. Les tableaux 19 et 20 montrent les relations possibles entre les différentes zones :

	A	B	C	D	E
1. Calcaire jaune	55	12,2		6,15	
2. Calcaire gris	43,6	36,7	75,66	40,1	50,55
3. Total 1 + 2	98,6	48,9	75,66	46,25	50,55
4. Dolomie		3,58		7,5	10,45
5. Grès gris		10,33			
6. Grès rouge		17,4	10,4	15,5	17,85
7. Quartzite	1,1	17,37	13,5	9,45	17,5
8. Roches éruptives				22,6	3,35

Tableau 19 : Pourcentage moyen des galets dans chaque zone.

	A	B	C	D	E
Calcaire jaune	34,8	53,66		37,75	
Calcaire gris	35,44	46,2	47,78	41,0	40,48
Dolomie		53,1		37,45	41,1
Grès gris		43,7			
Grès rouge		44,3	41,22	38,0	51,2
Quartzite	18	43,27	37,53	52,95	35,6
Roches éruptives				29,55	50,1

Tableau 20 : Dimension moyenne des galets (en millimètre) dans chaque zone.

La diminution de la dimension générale des galets de calcaire dans la zone A par rapport à la zone B indique un courant d'apport de la zone B vers la zone A ; le pourcentage plus élevé de ces galets de calcaire dans la zone A dû au phénomène de saltation qui casse facilement les galets de calcaire en augmentant leur pourcentage, confirme cette direction de courant.

On peut aussi penser à un apport principal dans une région quelconque, située au nord de la zone B à partir duquel des branches séparées pourraient se diriger ensuite vers les zones B, C et D.

e) Les dimensions moyennes des galets de roche éruptive (50,1 mm) et de grès rouge (51,2 mm) dans la zone E qui sont différentes de celles des zones B, C et D prouvent la multiplicité des zones distributrices.

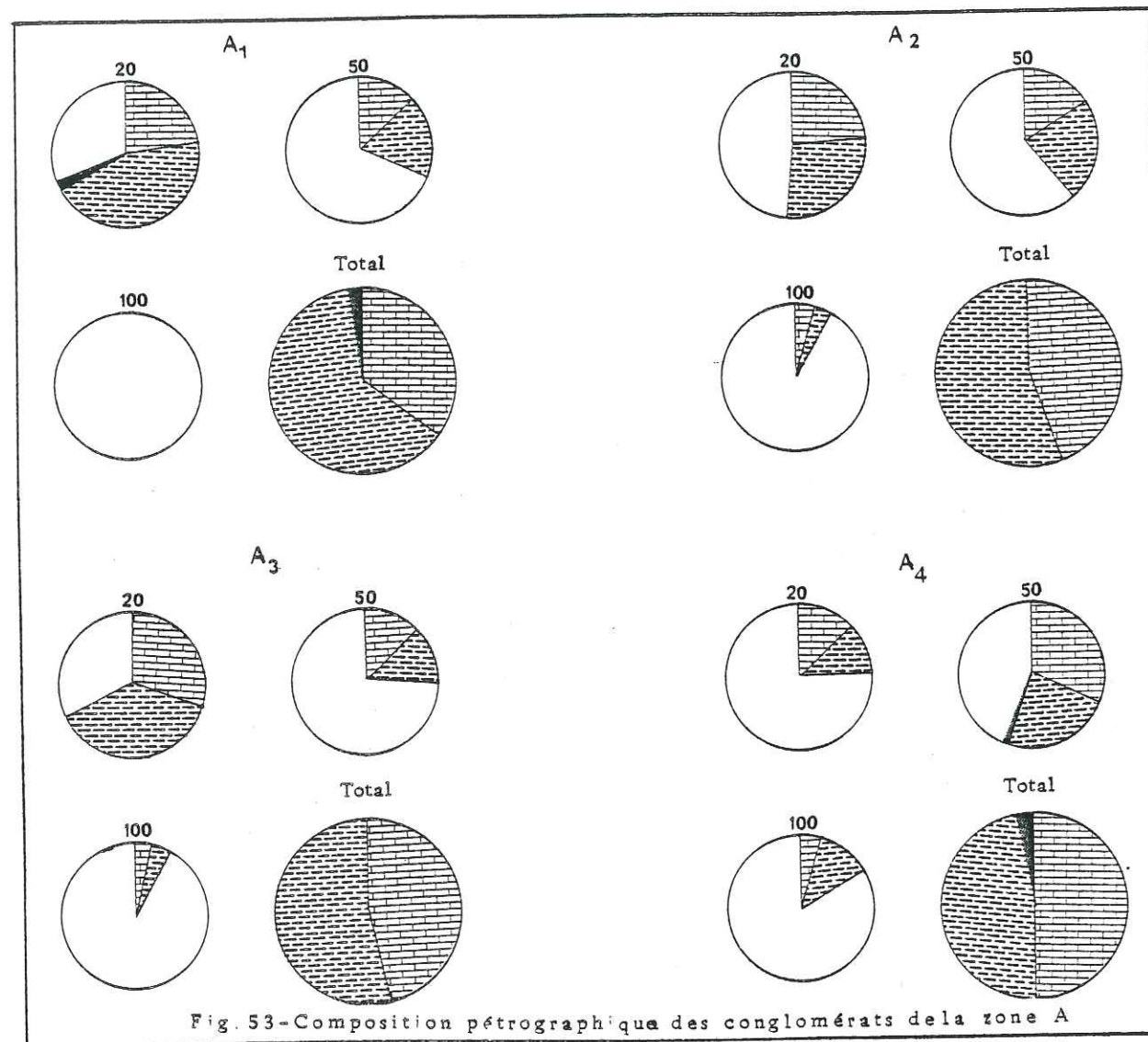
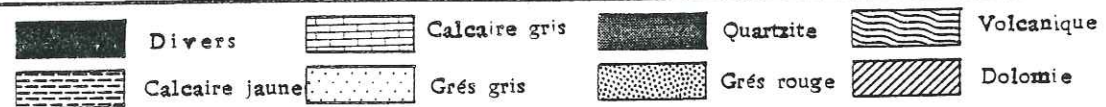


Fig. 53 - Composition pétrographique des conglomérats de la zone A



C.M. = calcaire marneux

Tableau 21

	Cp. Pétrog.	Longueur en mm en %				Total
		20	50	100	200	
A ₁	C.M. gris	22	13	-	-	35
	Cal. jaune	44,1	18,1	-	-	62,28
	Quar.	2,22	-	-	-	2,22
	Total	68,32	31,1	-	-	99,5
A ₂	C.M. gris	22,8	15,89	3,52	1,76	44
	Cal. jaune	29,75	22,80	3,5	-	56
	Quar.	-	-	-	-	-
	Total	52,55	38,64	7,02	1,76	100
A ₃	C.M. gris	30,23	12,40	3,1	-	45,73
	Cal. jaune	37,2	13,1	3,87	-	54,17
	Quar.	-	-	-	-	-
	Total	67,43	25,50	6,97	-	99,9
A ₄	C.M. gris	12,7	31,7	4,7	0,9	49,9
	Cal. jaune	11	24,6	12	-	47,6
	Quar.	1,6	0,8	-	-	2,4
	Total	25,3	57,1	16,7	0,8	99,9

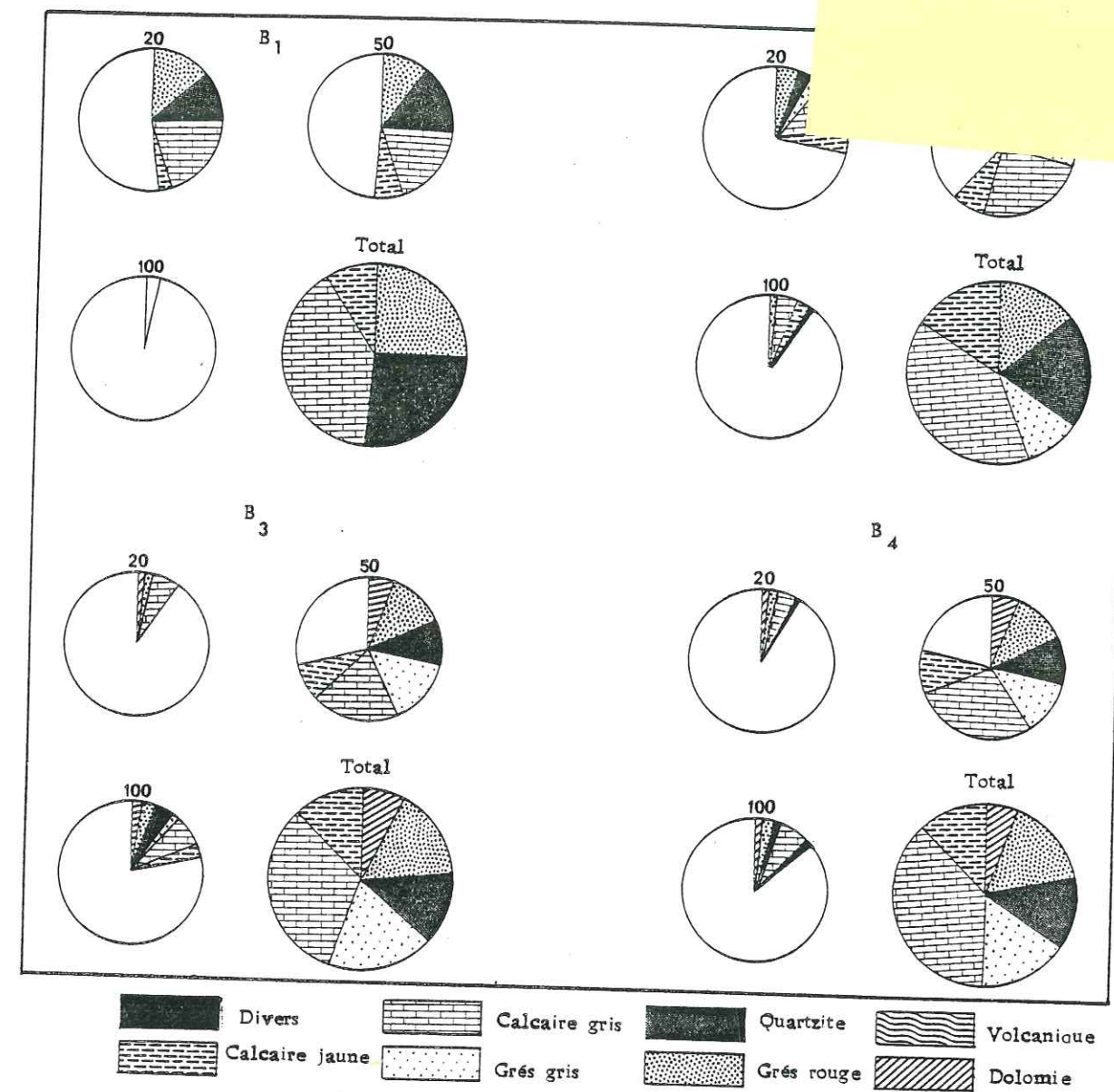


Fig. 54 - Composition pétrographique des conglomérats de la zone B

Cal. = calcaire
 Quar. = quartzite
 Gr. = grès
 Cp.pétrog. = composition pétrographique

	cp. pétrog.	Longueur en mm en %				Total
		20	50	100	200	
B ₁	Divers	-	-	0,44	-	0,44
	Cal. jaune	1,78	4,46	1,3	-	7,56
	Cal. gris	19,6	2,09	0,44	-	40,94
	Grès gris	-	-	-	-	-
	Quar.	10,2	15,1	-	-	25,3
	Grès rouge	15,1	9,8	0,44	-	25,34
	Dolomie	-	-	-	-	-
	Total	46,68	50,26	2,62	-	99,58
B ₂	Divers	-	-	0,43	-	0,43
	Cal. jaune	5,2	8,3	2,6	-	16,1
	Cal. gris	11,8	25	4,3	-	41,1
	Grès gris	3	5,7	0,43	-	9,13
	Quar.	3	16,6	-	-	16,6
	Gr. rouge	5,2	6,57	0,87	0,43	13
	Dolomie	-	-	-	-	-
	Total	28,2	62,17	8,65	0,43	99,36
B ₃	Divers	-	-	-	-	-
	Cal. jaune	-	7,9	4,3	-	12,1
	Cal. gris	5,6	20,5	5,14	0,4	31,64
	Gr. gris	2,8	14,9	1,4	-	19,1
	Quar.	0,4	8,4	3,7	-	12,5
	Gr. rouge	-	12,6	2,8	0,4	15,8
	Dolomie	0,95	4,6	2,3	0,4	8,35
	Total	9,75	68,9	19,64	1,2	99,49
B ₄	Divers	-	-	0,47	-	0,47
	Cal. jaune	1,4	10,3	1,4	-	13,1
	Cal. gris	3,3	27,8	7,0	0,47	38,57
	Gr. gris	0,9	11,3	0,9	-	13,1
	Quar.	0,4	10,8	0,9	-	12,1
	Gr. rouge	1,8	11,7	2,3	-	15,0
	Dolomie	0,47	5,1	0,47	-	6
	Total	8,27	77	13,44	0,47	99,14

Tableau 22

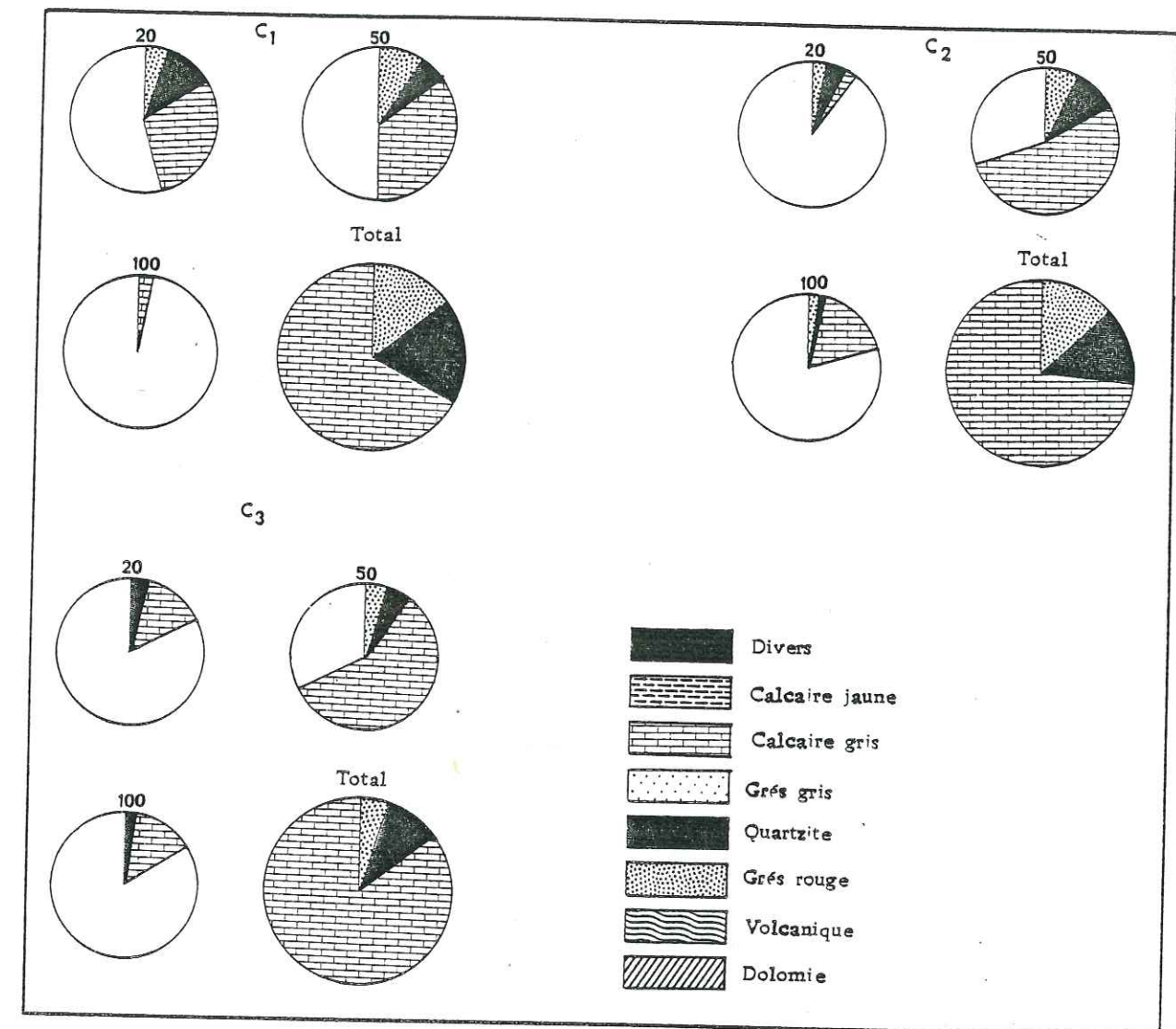


Fig. 55- Composition pétrographique des conglomérats de la zone C

	Cp. Pétrog.	Longueur en mm en %				Total
		20	50	100	200	
C ₁	Cal. gris	30,1	34,9	0,79	1,5	67,29
	Quar.	11,0	5,5	1,5	1,5	18,2
	Gr. rouge	4,7	8,7	0,79	-	14,19
	Total	45,8	49,1	3,08	1,5	99,82
	Cal. gris	2,6	53,5	17	0,89	73,99
C ₂	Quar.	3,5	8,9	0,89	-	13,29
	Gr. rouge	2,67	8,0	1,78	-	12,45
	Total	8,77	20,4	19,67	-	99,73
C ₃	Cal. gris	13,2	58,5	14	-	85,7
	Quar.	3,1	4,6	1,5	-	9,2
	Gr. rouge	-	4,6	-	-	4,6
	Total	16,3	67,7	15,50	-	99,5

Tableau 23

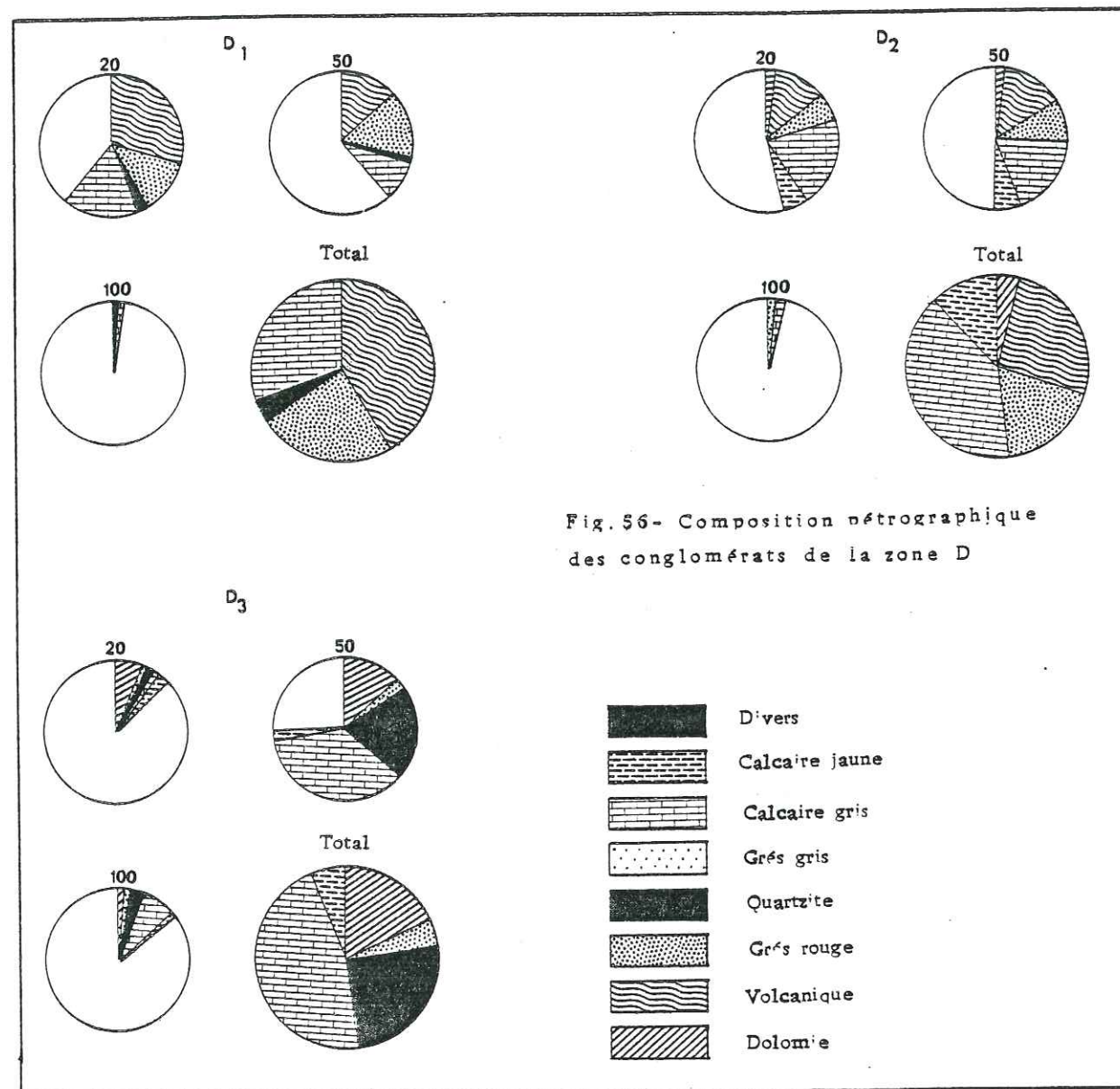


Tableau 24

	Cp. Pétrog.	Longueur en mm en %				Total
		20	50	100	200	
D ₁	Cal. jaune	-	-	-	-	-
	Cal. gris	16,9	13,5	-	-	30,5
	Quar.	1,7	0,84	0,84	-	3,37
	Gr. rouge	12,7	11,0	0,84	-	24,5
	Volcan.	28,8	12,7	-	-	41,5
	Dolomie	-	-	-	-	-
	Total	60,1	38,04	1,68	-	99,87
D ₂	Cal. jaune	5,45	6,8	-	-	12,2
	Cal. gris	20,4	17,7	1,8	-	40
	Quar.	-	-	-	-	-
	Gr. rouge	6,36	9,5	1,36	-	17,2
	Volcan.	11,8	14,5	-	-	26,3
D ₃	Dolomie	1,8	2,2	-	-	4
	Total	45,8	50,7	3,16	-	99,7
	Cal. jaune	2,5	2,5	1,25	-	6,25
	Cal. gris	1,25	16,25	7,5	-	45
	Quar.	1,25	21,25	2,5	-	25
	Gr. rouge	1,25	2,5	1,25	-	5
	Volcan.	-	-	-	-	-
	Dolomie	5,25	11,25	1,25	-	18,75
	Total	12,5	73,76	13,75	-	100

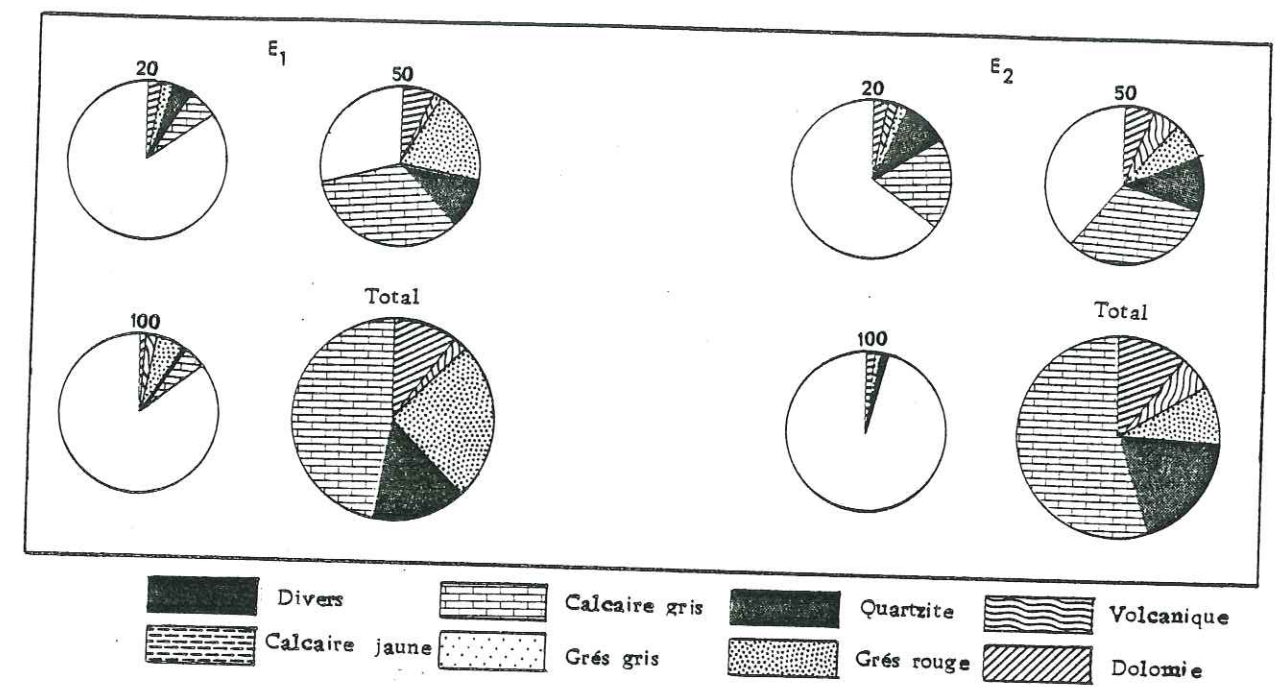


Fig. 57- Composition pétrographique des conglomérats de la zone E

	Cp. Pétrog.	Longueur en mm en %				Total
		20	50	100	200	
E ₁	Cal. gris	6,5	35	5,8	-	47,4
	Quar.	3,6	10,2	0,7	-	14,6
	Gr. rouge	2,1	18,9	5,1	-	26,1
	Volcan.	-	0,7	0,7	-	1,4
	Dolomie	2,1	6,5	1,4	-	10,2
	Total	14,3	71,3	13,7	-	99,7
E ₂	Cal. gris	19,9	32,2	1,6	-	53,7
	Quar.	8,6	11,2	0,5	-	20,4
	Gr. rouge	1,6	7,5	0,5	-	9,6
	Volcan.	1,0	4,3	-	-	5,3
	Dolomie	3,7	5,9	1,0	-	10,7
	Total	34,8	61,1	3,6	-	99,7

Tableau 25

II - ANALYSE PÉTROGRAPHIQUE DES GRÈS

Cette étude a porté sur les niveaux fins et tendres qui constituent la formation de Kerman inférieure et sur les niveaux fins intercalés dans les conglomérats de la formation de Kerman supérieure. Des comptages minéralogiques ont été effectués sur lames minces : la détermination de la nature de 200 grains par lame mince nous a permis de préciser la pétrographie des grès de la formation de Kerman (tableau 26).

- Le quartz est le constituant principal minéralogique.

- Les feldspaths sont rares ; leur pourcentage est toujours inférieur à 5 % ; ils se trouvent notamment dans les zones D et E où nous avons constaté la présence de galets de roches éruptives qui proviennent d'une région proche (p. 111) de ces zones.

- Les fragments de roches sont rares sauf dans les échantillons 7 de la zone D et 4 de la zone E où leur teneur est plus élevée. Ces fragments de roches sont surtout des calcaires et parfois des roches éruptives altérées.

- La matrice est abondante et constitue un fort pourcentage de la masse des échantillons ; elle est généralement carbonatée, parfois argileuse, de nature microsparitique.

H. WILLIAMS, F.J. TURNER et C.M. GILBERT (1955) ont divisé les grès en deux groupes fondamentaux : arénite (grès pur) et wacke (grès impur) avec plus de 10 % de matrice. F.J. PETTIJOHN, P.E. POTTER et R. SIEVER (1972) appellent wacke un grès qui a plus de 15 % de matrice.

La représentation de nos échantillons, en fonction du pourcentage de la matrice (fig. 58) sur le diagramme de classification des grès terrigènes proposé par F.J. PETTIJOHN et al. met en évidence la nature pétrographique des niveaux fins de la formation de Kerman, dû à un transport rapide sans aucune sélection ni au cours du transport, ni après le dépôt.

Conclusion

Les grès de la formation de Kerman sont pauvres en feldspaths, en micas et en minéraux ferromagnésiens. Ils ne proviennent donc certainement pas de l'érosion directe d'un massif cristallin ou cristallophyllien. La présence d'argiles détri-

Zone	Echantillons	1 Quartz	2 Feldspath	3 Frag. de roche	4 Matrice	5 Opaque	6 Minéraux lourds	7 Chlorite-Biotite	8 Feld. altérés	9 Granulométrie	10 Classement	11 Sphéricité	12 Nourrissages	13 Ciment	14 Enduit ferru.	15 Dim. max. des Q.
A	6	●														
	4	●														
B	2	●														
	1	●														
C	1	●														
	10	●														
	8	●														
	7	●														
D	5	●														
	3	●														
	2	●														
	1	●														
E	4	●														

	●	●	●	●	●	●
1-4	81-100	41-80	21-40	6-20	1-5	0 %
5-8	>10%	9-10%	6-8 %	2-5%	1-2 %	0 %
9	Grossier		Moyenne		Fin	0 %
10-14	Très fort	Fort	Moyen	Peu	Très peu	Nul
15	>2 mm	1-2 mm	0.5-1 mm	0.25-0.5 mm	0.1-0.25 mm	< 0.1 mm

26- Caractères minéralogiques des niveaux fins de la formation de Kerman

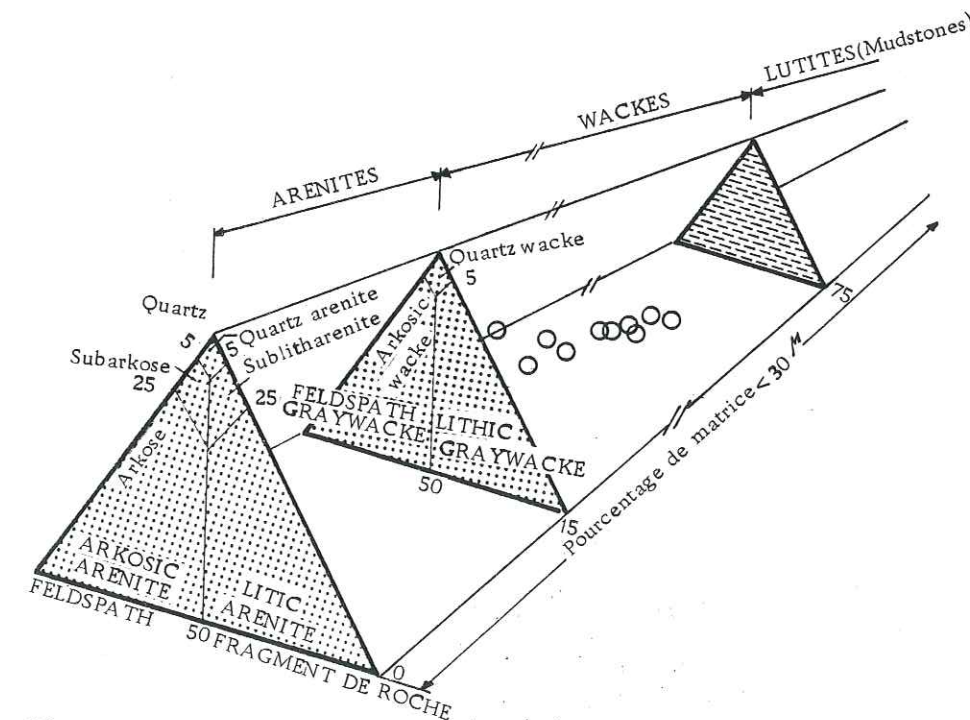


Fig. 58- Position de nos échantillons dans l'ensemble de la classification de grès terrigènes

La kaolinite est rare dans la formation de Kerman inférieure, mais dans la zone A, sa proportion augmente progressivement du bas vers le haut. La grande étroitesse des pics traduit une cristallisation bien poussée, sans doute d'origine diagénétique (MILLOT, 1964 p. 379).

La montmorillonite se trouve essentiellement dans la zone A, parfois elle est accompagnée par de l'attapulgit. Cette combinaison montmorillonite attapulgit caractérise la néoformation dans un bassin à caractère chimique alcalin (MILLOT, 1964 p. 380).

Les interstratifiés sont rares, de type irrégulier, à deux couches (I.M.) ou à trois couches (I.M.C.). Ce sont des minéraux néoformés, dans un milieu alcalin riche en cations (MILLOT, 1964 p. 389).

3) Conclusion

- 1 - L'assemblage de différents minéraux argileux indique pour une grande part une origine détritique et ne peut fournir de précision sur la nature du paléoclimat dans le bassin de sédimentation ; il révèle une érosion à caractère physique représentant soit un paysage glaciaire, soit un paysage désertique. Le reste de cette étude exclut la possibilité du paysage glaciaire.
- 2 - Cette étude révèle un milieu à lessivage restreint alcalin ou un milieu confiné basique.
- 3 - L'existence de micro-quartz qui peut être néoformé par addition en milieu alcalin (MILLOT, 1964 p.385) n'exclut pas cette hypothèse.
- 4 - La kaolinite bien cristallisée serait d'origine diagénétique.

IV - LES MINÉRAUX LOURDS

1) Méthode

La méthode utilisée est celle préconisée par A. PARFENOFF, C. POMEROL et J. TOURENQ (1970) :

Les roches cohérentes sont broyées puis lavées à l'eau et traitées à l'acide chlorhydrique N/10 ; les échantillons sont ensuite séchés et tamisés pour obtenir les fractions : 500-160 microns, 160-80 microns et 80-50 microns. Ces fractions sont ensuite traitées au bromoforme ($d = 2,89$) pour éliminer les fractions légères, puis au iode de méthylène ($d = 3,32$) pour avoir séparer la fraction lourde en deux lots de densités différentes.

2) Résultats (tableau 28)

Les minéraux lourds sont peu abondants constituant 1 à 1,5 % de l'ensemble de la masse totale et sont uniquement représentés par des minéraux très résistants.

Zone	Magnétite	Opagues	Zircon	Tourmaline	Rutile	Grenat	Pyroxène	Amphibole	Apatite	Mica Apatite	Chlorite
A	++	++	+	tr	+	—	tr	tr	—	+	++
B	++	++	—	+	—	tr	—	—	—	+	—
C	+	++	tr	+	—	—	tr	tr	—	tr	—
D	++	++	tr	tr	—	—	—	—	+	+	tr

++ = peu ; + = rare ; tr = trace. Tableau 28 - Résultats de l'analyse des minéraux lourds

- Tous les minéraux lourds sont relativement bien arrondis, ce qui indique un transport assez long.

- Dans la zone A, les cristaux de zircon se présentent de deux manières différentes : sous forme de cristaux roulés, sans doute hérités de sédiments antérieurs ; sous forme de cristaux à contours assez nets n'ayant subi qu'un parcours relativement court.

- Dans la zone C, la tourmaline se présente sous deux variétés différentes : la tourmaline rose qui provient d'une roche magmatique acide ; la tourmaline bleue d'un granite pegmatitique.

- L'origine de l'association magnétite, zircon, tourmaline, rutile, peut être attribuée à des roches sédimentaires préexistantes.

Les autres minéraux

La bassanite $\text{Ca SO}_4 \cdot 1/2 \text{H}_2\text{O}$: observée uniquement dans la zone D a été décelée par diffractométrie RX. Ce minéral est le produit de la déshydratation du gypse à une température de 70°C (DEER et al., 1962).

3) Conclusion

- L'étude des minéraux lourds confirme les conclusions précédentes (p.120 et p.124) évoquant le remaniement des minéraux à partir de formations sédimentaires anciennes.

- La distribution très irrégulière des minéraux dans les sédiments étudiés conforte l'hypothèse de la pluralité des bassins de sédimentation et la diversité des provinces d'origine émises à partir de l'étude des directions des courants (p. 93) et de l'analyse pétrographique des galets (p. 100).

- La présence de bassanite dans la zone D pourrait aussi donner une idée de la température maximale de cette région soumise à un climat aride.

V - PALÉOCLIMAT

1) Paléoclimat et couleur rouge des sédiments

La couleur rouge des sédiments détritiques est un des problèmes sédimentologiques actuels ; son origine dépend de divers facteurs : climatiques, sédimentologiques et diagénétiques.

Après l'hypothèse d'une origine climatique, désertique, de la couleur rouge (DAWSON, 1948 ; CROSBY, 1885 ; WALTHER, 1900) DORSEY (1926) et RAYMOND (1927) montrent que la formation du pigment rouge est liée aux zones intertropicales à climat chaud et humide et à épaisse couverture végétale et, dans ce cas, la couleur rouge se forme dans les sols latéritiques. MILLOT, PERRIAUX et LUCAS (1961) et MILLOT (1964, 1967) montrent que la couleur rouge se forme aussi sous climats chauds à saisons contrastées du type tropical sec, notamment lorsqu'elle est liée aux grandes séries détritiques rouges (vieux grès rouges, nouveaux grès rouges). Dans ce cas, la rubéfaction se produit avant le dépôt des grès et elle est héritée. Mais la couleur rouge peut aussi se développer lors de la diagénèse (WALKER, 1976) par hydrolyse des minéraux ferri-fères en milieu oxydant après enfouissement du sédiment.

Les sédiments rouges peuvent aussi être issus du remaniement de dépôts rouges préexistants (KRYNINE, 1949) ; dans ce cas, l'abrasion mécanique durant le transport n'a pas été suffisante pour enlever la pellicule d'hématite de la surface des grains.

Enfin, la couleur rouge peut se former par altération superficielle à l'affleurement d'une série déritique grise. Cette coloration est due à l'oxydation du fer libéré par l'altération des minéraux ferri-fères dans la tranche superficielle de la formation. Le passage en forage, de la couleur rouge en surface à la couleur grise en profondeur est un des caractères qui révèle l'existence de la rubéfaction superficielle.

Les caractères pétrographiques des formations gréseuses rubéfiées à l'affleurement par altération superficielle et des formations gréseuses dont la rubéfaction est d'origine diagénétique sont présentés par N. GAMERMANN (1979) dans le tableau ci-dessous :

Tableau 29

Rubéfaction par altération superficielle	Rubéfaction d'origine diagénétique
Le pigment rouge n'enrobe pas complètement les grains.	Le pigment rouge forme une enveloppe continue autour des grains.
Les oxydes de fer restent localisés autour des minéraux parentaux ; leur diffusion est faible.	Les oxydes de fer sont concentrés autour des minéraux parentaux et diffusent largement entre les grains voisins.
La limite grain-nourrissage secondaire est dépourvue de pigment rouge ou simplement soulignée par une pigmentation très irrégulière.	La limite grain-nourrissage secondaire est soulignée par un dépôt pigmentaire continu.
La diffusion du pigment rouge décroît dans le même sens que la granulométrie.	L'intensité de la couleur rouge est sans rapport avec la granulométrie.

2) La couleur rouge de la formation de Kerman

Notre étude sur la coloration rouge de la formation de Kerman porte sur l'observation microscopique d'une trentaine de lames minces de grès et de matrice des conglomérats.

La coloration rouge est intervenue dans la formation de Kerman de deux manières différentes.

- Dans les zones A et E, elle serait héritée de sédiments rouges préexistants, rubéfiés soit dans la zone d'affleurement, soit au cours du transport. Ce type de coloration appelé "secondary red bed" par KRYNINE (1949) présente les caractères suivants :

Les grains constituent la masse du sédiment ne sont que faiblement enrobés par la coloration rouge (pl. 5, ph. F).

Leur coloration est généralement celle située en leur sein. Cette couleur rouge héritée de sédiments rouges préexistants ne contredit pas un climat aride contemporain de la formation de Kerman.

- Dans les zones B, C et D, elle s'est faite au cours de la diagénèse et présente les caractères suivants :

La coloration rouge enrobe tous les grains en formant une enveloppe continue (pl. 5, ph. E).

Le pigment rouge est concentré autour des minéraux parentaux et diffuse largement entre les grains voisins et le long des fractures.

Le pigment rouge est absent des surfaces intergranulaires lorsque les grains sont jointifs (pl. 5, ph. G).

Mais, cette rubéfaction d'origine diagénétique est très souvent accompagnée par une coloration héritée de sédiments rouges préexistants. Cette origine diagénétique de la couleur rouge n'a pu se développer qu'à partir de sédiments relativement frais, ce qui est compatible avec un climat aride évoqué déjà à plusieurs reprises.

L'étude des minéraux lourds révèle l'abondance de la magnétite dans les zones A, B, C et D. La magnétite est un des minéraux riches en fer et résistants à l'altération au cours de l'enfouissement, elle est donc naturellement mieux conservée ; cependant, nous avons observé des magnétites complètement hématisées.

De plus, les minéraux ferri-fères moins résistants sont absents ; leur disparition a sans doute contribué à la rubéfaction des sédiments.

3) Paléoclimat et pétrographie des grès

L'étude pétrographique des grès (p.120) a montré qu'ils provenaient du remaniement d'une formation sédimentaire préexistante ; elle n'a donc pas fourni d'indication concernant le paléoclimat.

L'analyse des minéraux argileux (p.122) révèle une érosion à caractère physique typique d'un milieu aride.

4) Conclusion

La coloration rouge de la formation de Kerman est principalement due à des minéraux ferri-fères au cours de la diagénèse du sédiment et en partie au remaniement d'une formation rubéfiée préexistante. Elle ne semble pas due à une altération climatique synsédimentaire.

CHAPITRE SEPTIEME

CONCLUSION ET HISTOIRE GENERALE DE LA FORMATION DE KERMAN

I - AGE DE LA FORMATION DE KERMAN

II - HISTOIRE POST-SEDIMENTAIRE DE LA FORMATION DE KERMAN

a) La diagénèse

b) La tectonique

III - RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA FORMATION DE KERMAN

a) Bref aperçu de la paléogéographie du Crétacé supérieur

b) Bref aperçu de la paléogéographie du Paléogène

c) Paléogéographie et histoire générale de la formation de Kerman

I - L'ÂGE DE LA FORMATION DE KERMAN

L'absence de faune empêche de préciser l'âge de la formation de Kerman. Contrairement à ce qu'ont écrit certains auteurs, toute formation conglomératique post-crétacée reposant de diverses manières sur les sédiments plus anciens, ne doit pas nécessairement être attribuée entièrement à la formation de Kerman.

Comme nous l'avons indiqué dans les chapitres précédents, pour nous, la formation de Kerman surmonte le Crétacé supérieur de façon transgressive mais sans discordance. Normalement, on peut y distinguer deux subdivisions (inférieure et supérieure, chapitre II), mais quand une formation conglomératique ne présente pas ce caractère, cela peut provenir de ce qu'elle est incomplète (étant simplement équivalente d'une partie de la formation-type, par exemple la zone E) ou encore de ce qu'elle est plus récente.

L'âge de la formation de Kerman est étroitement lié à l'âge de la phase orogénique laramienne : selon les auteurs français (DEBELMAS, 1974, p.37) une première saccade des plissements alpins se produisit à la fin du Crétacé et à la limite Crétacé-Tertiaire et s'est poursuivie au cours de l'Eocène inférieur. Il en est de même pour les géologues américains qui placent la limite mondiale du Coénozoïque à cet événement, et certains d'entre eux admettent que la déformation de la phase laramienne se poursuit encore (ANDERSON and PICARD, 1974, p.157).

L'Iran n'était pas hors de cet événement mondial et le premier mouvement concernant l'orogénèse alpine s'est effectué à la fin du Crétacé supérieur et a continué jusqu'à l'Eocène inférieur (STOCKLIN, 1962). Dans la région de Kerman, le soulèvement des zones distributrices, formées essentiellement de sédiments crétacés, suivi par une intense érosion, fournit une masse considérable de matériaux dans les bassins molassiques. Pour RUTSCH (1971) et BUROLLET (1977), les bassins molassiques se développent après la phase paroxysmale d'un orogène et pour BEAUDOIN (1970) et BERSIER (1958), le faciès molasse est un faciès détritique synorogénique. Donc, si nous acceptons un âge paléocène pour la phase paroxysmale de l'orogénèse alpine en Iran (STOCKLIN, 1962) ; nous pouvons déduire que la sédimentation de la partie inférieure de la formation de Kerman pourrait s'être effectuée au paléocène ; les dépôts de la partie supérieure pourraient donc être post-paléocènes (postérieurs à la phase paroxysmale) et s'être poursuivis à l'Eocène inférieur.

II - HISTOIRE POST SÉDIMENTAIRE DE LA FORMATION DE KERMAN

a) La diagénèse

L'évolution physico-chimique des sédiments de la formation de Kerman depuis leur mise en place, a modifié leurs caractères pétrographiques et aboutit à leur induration ou lithification.

Les événements diagénétiques observés dans les sédiments de la formation de Kerman sont les suivants : compaction, cimentation, silicification et coloration.

Compaction. Elle est moyenne et due, semble-t-il à la seule pression statique due au poids des sédiments sus-jacents.

Cimentation. Le carbonate de calcium est le seul responsable de la cimentation des sédiments de la formation de Kerman. Cette cimentation diagénétique semble avoir été précoce ; son origine peut être recherchée dans un lessivage des roches carbonatées constituant en partie la partie d'origine des grès et conglomérats de cette formation, le carbonate de calcium peut apporter en solution dans le bassin.

Silicification. Le rôle de la silicification dans l'induration du sédiment est négligeable par rapport à celui de la cimentation carbonatée. Cette silicification se présente sous deux aspects différents :

- les auréoles de nourrissage, elles sont rares (tableau 26). Chaque auréole est constituée par du quartz de néoformation qui s'accroît autour d'un quartz détritique et présente la même orientation optique que ce noyau détritique.

- les microcristaux. Nous les avons décrits dans le chapitre IV (exoscopie de quartz, pl. 1-5).

Dissolution. Cet aspect diagénétique est abondant dans nos échantillons : les grains de quartz sont attaqués par les carbonates et acquièrent une forme très irrégulière. Le mécanisme de ce remplacement est expliqué par PETTIJOHN (1972, p. 402) et par KRAUSKOPF (1967) : la précipitation de calcite est fonction de la sursaturation en ions Ca^{++} et CO_3^{--} des eaux intersticielles et de leur sous-saturation en silice. Au cours de la diagénèse un pH élevé favorise la précipitation de la calcite et la solubilisation de la silice.

Coloration. La coloration rouge est en partie héritée et en partie diagénétique (cf. ch. VI p. 126).

Conclusion

Après leur dépôt, la formation de Kerman a subi une légère compaction et une cimentation carbonatée importante et précoce. La silicification a été tardive et faible, suivie par un épisode de dissolution. La coloration est en partie héritée et en partie diagénétique.

b) Tectonique

Bref aperçu de la tectonique anté-sédimentaire

En Iran, la fin de la période crétacée est caractérisée par un événement tectonique important qui a provoqué le soulèvement et le plissement des sédiments antérieurs. Il s'agit de la phase orogénique laramienne marquée par une nette discordance entre l'Eocène et les formations plus anciennes, et par une très importante activité magmatique. Mais dans certaines régions comme la Chaîne orientale de l'Iran et le Kopet Dagh (en NE de l'Iran), la sédimentation a été continue (M. NABAVI, 1976).

Dans notre domaine d'étude, l'absence d'une discordance entre la formation de Kerman et la formation du Crétacé supérieur, la rareté des activités magmatiques post crétacé témoignent du caractère épirogénique de cette phase.

Tectonique synsédimentaire

La sédimentation détritique de caractère rythmique de la formation de Kerman correspond à un dépôt très peu profond sur toute son épaisseur qui varie entre 200 et 1400 m (p. 9), le phénomène de subsidence est donc évident. Cette subsidence est d'abord faible, avec les sédiments fins, peu épais de la formation de Kerman inférieure, puis elle s'accroît pour devenir très forte dans la formation de Kerman supérieure caractérisée par des bancs conglomératiques épais (ch. II, p. 9 à 34) et la rareté des interstrates comparable à ce que W.C. KRUMBEIN (1963) appelait "Rapid subsidence and rapid deposition".

Tectonique post-sédimentaire

Les sédiments de la formation de Kerman sont à leur tour soulevés, plissés et faillés, sans doute par la phase orogénique pyrénéenne. Cette phase avait aussi un caractère épirogénique dans une grande partie de l'Iran, tandis que, dans certaines régions, elle provoquait une certaine activité magmatique.

Les éléments essentiels de la tectonique, observés dans les zones étudiées sont les suivants.

Zone A. Elle se situe au cœur d'un synclinal dont l'axe a une direction NE-SW et un pendage de 10°. Elle est affectée par deux systèmes de failles :

- failles sensiblement parallèles à l'axe de direction N 50 E ;
- failles transversales, de direction N 15 W.

Zone B. Son pendage est de 30° à la base et de 20° au sommet ; sa bordure NE est faillée de direction N 50° W.

Zone C. Elle se trouve au cœur d'un synclinal affecté par plusieurs systèmes de failles. L'axe du synclinal a une direction sensiblement NW-SE perturbé par différents systèmes de failles :

- une faille majeure, inverse, de direction N 45 W, longue de plusieurs kilomètres et affectant aussi les terrains jurassiques et crétacés sous-jacents, entraîne l'effondrement du flanc NE de ce synclinal ;

- les autres systèmes de faille, relativement courts ont une direction NW-SE ou E-W.

Zone D. Elle s'est formée dans un synclinal dissymétrique, à flanc NE raide (pendage de 54°) parfois sont vertical ; et flanc SW moins redressé (pendage variant de 30° à 40°).

Les cassures, relativement restreintes et moins importantes que dans les zones A et C, sont courtes et ont une direction générale NNW-SSE.

Zone E. Elle est située dans un petit synclinal faillé et effondré, d'axe de direction N 20 W, à flanc assez doux (pendage de 24°).

Cette zone est également affectée par des failles de deux directions : NE-SW et E-W ; elles sont en partie masquées par les sédiments quaternaires.

III - RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DE LA FORMATION DE KERMAN

a) Bref aperçu de la paléogéographie du Crétacé supérieur

Un des caractères remarquables des sédiments du Crétacé supérieur en Iran central et plus particulièrement dans la région de Kerman est la présence des calcaires à Rudistes. Le milieu favorable au développement des Rudistes est une mer chaude de salinité normale, de faible profondeur dans une ambiance carbonatée voisine des conditions de la vie récifale, CH. POMEROL (1975).

A cette période, l'Iran était parmi les principales zones favorables à l'activité récifale B. KUMMEL (1970, p. 350) entre 30°N et 47°N. Ces types de bassin étaient nombreux en Iran central et représentaient les résidus de la Néo-Tethys, fermée au début du Maestrichtien (J. STOCKLIN, 1974). A la fin du Crétacé, l'ensemble de la partie orientale de l'Iran central et du bloc du Lut deviennent une région aride, J. STOCKLIN (1968).

b) Bref aperçu de la paléogéographie du Paléogène

Ce climat aride s'est maintenu jusqu'à nos jours dans la partie orientale de l'Iran central et le bloc du Lut, à l'exception d'une lagune saline au nord de Yazd (J. STOCKLIN, 1968) et d'une dépression au sud-est de Mahan (I. DJOKOVIC et M.N. DINITRIJEVIC, 1973). L'équateur était alors oblique par rapport à sa position actuelle, si bien que la ceinture évaporitique a migré vers le nord en Asie, CH. POMEROL (1973, p. 56).

c) Paléogéographie et histoire générale de la formation de Kerman

C'est donc sous un climat aride qu'au Paléocène la formation de Kerman a commencé à se mettre en place. L'existence d'un tel climat au cours et après la mise en place de la formation de Kerman est soutenue par les faits suivants :

- La couleur rouge des sédiments (p.126) en partie héritée du remaniement de sédiments rouges préexistants et en partie d'origine diagénétique (p.127) ne s'oppose pas à un climat aride.

- L'exoscopie des grains de quartz (p.78) révèle que la plupart des grains étudiés a subi une altération pédologique sous climat de type tropical sec avant et après le transport fluvial.

- La présence de bassanite ($\text{Ca SO}_4 \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$) dans la zone D (p.124).

La pluralité des bassins de sédimentation est annoncée dès le Crétacé supérieur par une diminution de la bathymétrie, qui aboutit pour la formation de Kerman à des bassins continentaux peu profonds et séparés (p.99, p.100) ou accumulent les produits d'érosion provenant des régions voisines.

La formation de Kerman inférieure est caractérisée par une alternance de couches gréseuses et de couches silto-sableuses rouge brique, son épaisseur est très variée, passant d'une dizaine de mètres (zone A) à plus de 300 m (zone D). Elle devient progressivement graveleuse vers le sommet en passant à la formation de Kerman supérieure.

L'étude pétrographique nous a permis de classer ces sédiments parmi les grès impurs (WACKE) car ils sont pauvres en minéraux ferromagnésiens (p.120) et en minéraux lourds (p.124), mais riches en matrice carbonatée (p.120), avec des minéraux argileux variés dont une grande part d'origine détritique (p.122). Ces caractères représentent des zones distributrices, constituées essentiellement des roches sédimentaires et surtout de roches carbonatées.

L'analyse exoscopique des grains de quartz révèle une altération pédologique dans la province d'origine avant le transport.

La diversité des origines est confirmée par l'étude des minéraux lourds (p.124) et la direction des courants (p.93).

La granulométrie (p.35) indique un sédiment faiblement à modérément classé et submature transporté dans le bassin de sédimentation par un appareil fluvial de moyenne énergie (analyse séquentielle, p.16) ; ce transport se faisait par suspension.

L'étude des figures et structures sédimentaires (p. 99) a permis de déduire trois directions de courants d'apports :

- une direction NW-SE pour la zone D ;
- une direction NE-SW pour la zone C ;
- une direction WNW-ESE pour la zone B.

La formation de Kerman supérieure affleure très largement dans toutes les zones ; son épaisseur, très variée, diminue vers le sud, elle passe en effet de plus de 1100 m dans la zone D à moins de 200 m dans la zone E.

Cette formation conglomératique se présente en bancs très épais, à litage horizontal ; la sédimentation est rythmique plus ou moins granoclassée et les bancs deviennent de plus en plus épais vers le sommet.

La province distributrice est marquée par l'abondance des roches sédimentaires : essentiellement des calcaires d'âge crétacé, mais aussi des quartzites, du grès rouge, des dolomies et des roches éruptives (zones D et E, analyse pétrographique des galets, p. 101). Le mauvais triage est général et indique une pluralité des sources d'apports (p. 35) : toutes les zones ont été alimentées pour une partie par des apports lointains caractérisés par un fort pourcentage de galets très émoussés, notamment dans les zones A et D. L'essentiel de l'alimentation est en effet parvenu d'une zone d'apport assez proche (morphométrie des galets, p. 57).

L'emplacement géographique de cette province est connu grâce à l'étude des directions des courants : (p. 93). Nous avons constaté trois directions :

- une direction sensiblement N-S pour les affleurements A et D ;
- une direction WNW-ESE pour les affleurements B et C ;
- une direction SW-NE pour la zone E.

L'étude morphométrique des galets (p. 57) indique un façonnement et un transport par des cours d'eau de type fluvial, de haute énergie, parfois assez longs (zones A et D) alimentés par des crues rapides, brutales et saisonnières. Dans les zones A, B, C et D, la sédimentation est d'abord fine puis devient de plus en plus grossière vers le sommet, ce qui prouve une augmentation progressive de la capacité des courants d'apport et une intense érosion au niveau de la zone distributrice, sans doute provoquée par une activité orogénique.

L'étude granulométrique de ce conglomérat (p. 35) et l'exoscopie des grains de quartz de la matrice (p. 78) confirment l'origine continentale de ces sédiments.

Ces sédiments ont été déposés sur l'avant pays en formant les divers bassins de piedmont qui constituent cette formation (fig. 59).

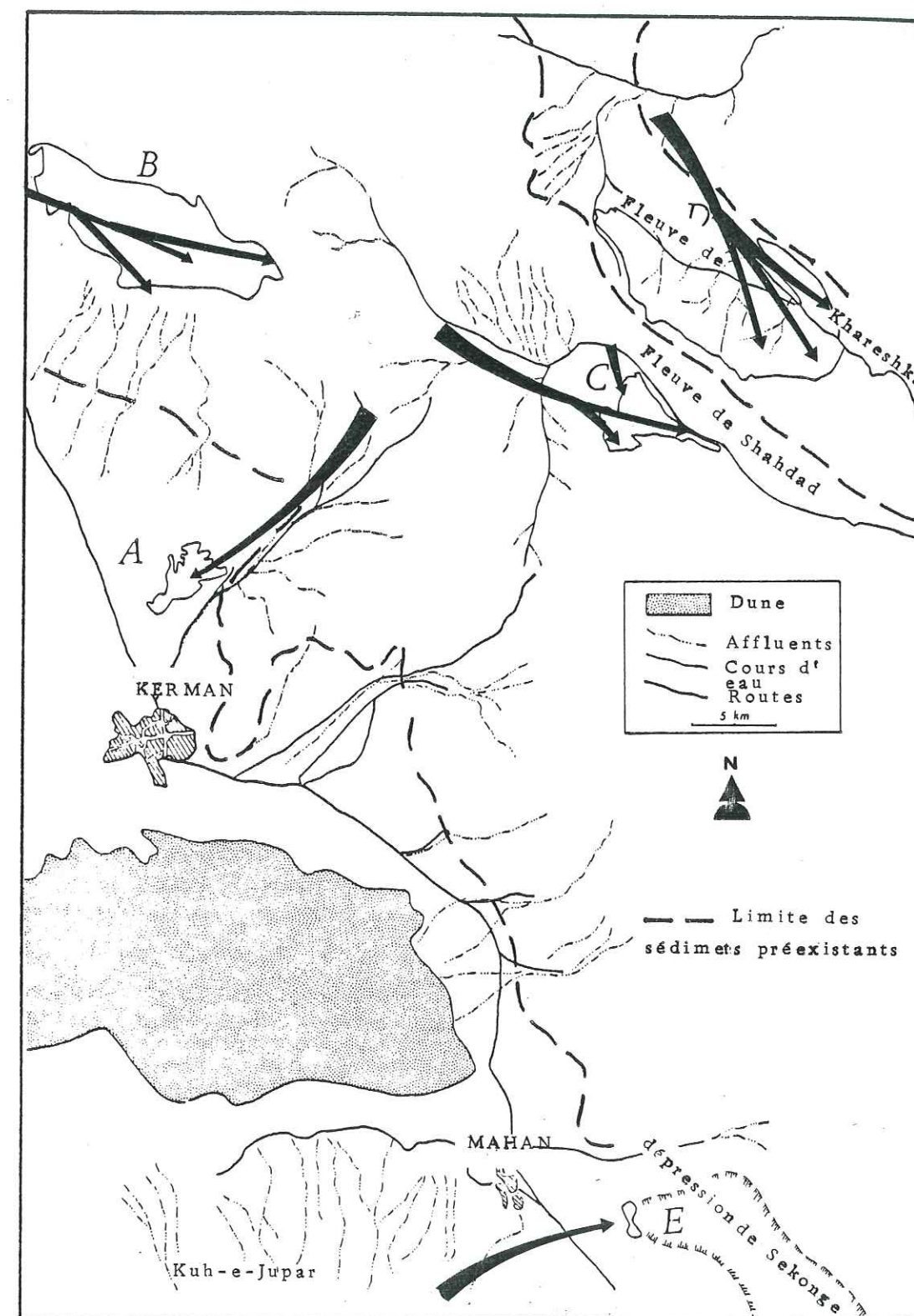


Fig. 59 - Carte paléogéographique

Le bassin de la zone D est particulièrement intéressant : la distribution des sédiments dans ce bassin peut être comparée à ceux d'un cône de déjection avec ses trois segments (G.M. FRIEDMAN, 1978) : "proximal fan" au NW (fortement conglomératique) ; "mid fan" au centre (mélange de conglomérat et de grès) et "distal fan" au sud-est (grès grossier sans conglomérat).

Le bassin de la zone E était un peu différent des autres : ses sédiments ont pu être abandonnés sous forme de dépôts de cônes de déjection, à proximité et en bordure d'une dépression située plus à l'Est.

La tectonique synsédimentaire (p.131) est marquée par une subsidence assez faible au cours de la sédimentation de la formation de Kerman inférieure et une subsidence assez forte, lors de la mise en place de la formation de Kerman supérieure.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSEN W. and PICARD M. (1974).- Evolution of synorogenic elastic deposits in the intermontane unit basin of Utah.
In Tectonics and sedimentation 1974 by society of Economic Paleontologists and mineralogists.
Special publication n°22 Tulsa Oklahoma.
- B. BEAUDOIN (1970).- Flysch et molasse - Approche sédimentologique.
- BERBERIAN M. (1976).- Contribution to the seismotectonics of Iran (part.II).
Géol. surv. Iran, Rép. n° 39.
- BERSIER A. (1958).- Séquence détritique et divagation fluviale.
Vol. 51, n°3, p. 842-893. Ve Congrès International de Sédimentologie 1958.
- BUROLLET P.F. (1977).- Le dynamique des bassins alpins et péri-alpins de la Méditerranée occidentale.
Bull. Centre Rech. Elf Aquitaine 1, p. 309-315.
- CAILLEUX A., TRICART J. (1959).- Initiation à l'étude des sables et des galets.
Tome 1 1959.
.- Initiation à l'étude des sables et des galets.
Tome III - 1959.
- CROSBY W.O. (1885).- The color of soils.
Boston Soc. Nat. Hist. Proc., 23, p. 219-222.
- DAWSON J.W. (1848).- On the coloring matter of red sandstones and of greyish and white beds associated with them Quart.
J. Geol. Soc. London, 5, p. 25-30.
- DEBELMAS J. (1974).- Géologie de la France 1. Vieux massifs et grands bassins sédimentaires.
Doin.
- DEER W.A., M. Sc., Ph. D., F.R.S., R.A. HOWIE, M.A., Ph.D., F.G.S., J. ZUSSMANN, M.A., Ph.D., F. Inst. P. (1962).- Rock forming minerals.
Vol.5, non-silicates. Longmans.
- DJOKOVIC I., DINITRIJEVIC M.N., VALEH N. et al. (1973).- Geology of Kerman Region.
Institute for geological and mining Exploration and Investigation of Nuclear and other mineral raw materials. Beograd-Yugoslavia.
Report n° Yu/52 - 1973.
- DOEGLAS D.J. (1968).- Grain size indices, classification and environment.
Sedimentology, vol. 10, p. 83.
- DORSEY G.E. (1926).- The origine of the color of red beds.
J. Geol., 34, p. 131-143.
- DUNOYER de SEGONZAC G. (1969).- Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme.
Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine. n°29 - 320 p. (Strasbourg-1969).

- EMAMI M.H. (1981).- Geologie de la région de Qom-Aran (Iran).
Thèse Doctorat Sciences Naturelles. Grenoble, 489 p.
- FOROUGH I H. (1976).- Contribution à l'étude des nappes en pays aride. Essai de bilan hydrogéologique de la plaine de Kerman. Iran.
Thèse, Grenoble.
- FOLK R.L. (1974).- Petrology of sedimentary rocks. The University of Texas.
Geology 370 K, 383 L, 383 M. Austin Texas, 78712.
- FRIEDMAN G.M., SANDERS J.E. (1978).- Principles of sedimentology.
John Willey & Sons, New-York.
- GAMERMANN N. (1979).- Contribution à l'étude de la diagenèse des grès: couleur rouge, argiles authigènes et induration. Formation d'Estrada Nova de Rosario do Sul et de Botucatu (Brésil) et Buntsandstein des Vosges (France).
Mémoires Sciences Géologiques n°59, 1979 - Université Louis Pasteur. Strasbourg.
- HAGHIPOUR A. (1974).- Etude géologique de la région de Biabanak - Bafq (Iran Central).
Thèse Doctorat Etat, Grenoble, 404 p.
- HAGUENAUER B. (1973).- Contribution de l'analyse séquentielle à la connaissance des formations néogènes du bassin du Tage au Portugal.
- HUCKRIEDE R., KURSTEIN M., VENZLAFF H. (1962). Zur geologie des gebiets zwischen und Sagand - Iran.
Beih. Geol. Jb. 51, Hannover.
- KRAUSKOPE K.B. (1967).- Introduction to geochemistry.
Mc. Graw Hill, New-York.
- KRINSLEY D.H., DOORNKAMP J.C. (1973).- Atlas of quartz sand surface textures.
Cambridge University press (1973).
- KRUMBEIN W.C. and SLOSS L.L. (1951-1963).- Stratigraphy and sedimentation
Second Edition. Departement of Geology, Northwestern University.
- KRYNINE P.D. (1949).- The origin of red beds.
New-York Acad., Sci. Trans., série 2, v.2, p. 60-68.
- KUMMEL B. (1961-1970).- History of the Earth an introduction to historical geology.
Second Edition- Harvard University.
- LOMBARD A. (1956).- Géologie sédimentaire. Les séries marines.
Masson Paris, 722 p.
- LOMBARD A. (1971).- La nappe du Niesen et son flysch.
Séquences et rythmes, p.24.
- LOMBARD A. (1972).- Séries sédimentaires. Genèse, évolution.
Paris, Masson, 425 p.
- MANGIN J.Ph. (1964).- La séquence unité et les séries sédimentaires.
Reprinted from developments in sedimentology. Vol.1

- MERIAUX S. (1954).- Contribution à l'étude de la granulométrie.
Thèse Sci. Paris, 1 Vol. et I.N.R.A., 118 p.
- MEYER R. (1981).- Rôle de la paléocaltération, de la paléopédogénèse et de la diagenèse précoce au cours de l'élaboration des séries continentales.
Thèse Doctorat d'Etat. Université de Nancy.
- MILLOT G. (1964).- Géologie des argiles.
Masson et Cie.
- MILLOT G., PERRIAUX J., LUCAS J. (1961).- Signification climatique de la couleur des grès permo-triasique et des grandes séries détritiques rouges.
Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorraine, t.14, Fasc.4, Strasbourg.
- NABAVI M.H. (1976).- Préface à la Géologie de l'Iran (Texte en persan).
Geol. Surv. Iran, p. 109.
- PARFENOFF A., POMEROL C., TOURENQ J. (1970).- Les minéraux en grains. Méthodes d'études et détermination.
Edition Masson et Cie.
- PASSEGA R. (1952).- Texture as characteristic of elastic deposition.
Bulletin of the american association of petroleum geologists.
Vol. 41, n°9, p. 1952-1984.
- " (1963).- Analyses granulométriques, outil géologique pratique.
Revue de l'Institut Français du Pétrole. p.1489-1499
- PASSEGA R. and BYRAMJEE R. (1969).- Grain size image of elastic deposits.
Sedimentology, p. 233.
- PERRIAUX J. (1961).- Contribution à la géologie des Vosges gréseuses.
Thèse Docteur de Sciences - Faculté des Sciences de l'Université de Nancy.
- PETTIJOHN F.J., POTTER S.E., SIEVER R., (1972).- Sand and sandstone.
Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York.
- POMEROL Ch. (1973).- Stratigraphie et paléogéographie. Ere cénozoïque.
- " (1975).- Stratigraphie et paléogéographie. Ere mésozoïque.
- POTTER S.E., PETTIJOHN F.P. (1977).- Paleocurrents and basin analysis.
- RAYMOND P. (1927).- The significance of red colors in sediments.
Ann. Journ. Sci., 13, p. 234-251.
- RUTSCH R.F. (1971).- Région type de faciès de la molasse.
- LE RIBULT L. (1975).- L'exoscopie - Méthode et applications.
Note et mémoires n°12. Compagnie Française des Pétroles (Total).
- RUTTNER A., NABAVI M.H., HAJJAN J. (1968).- Geology of the shirgesht area (Tabas area East Iran). Geological survey of Iran, Report n°4.

- STOCKLIN J., EFTEKHAR-NEZMAD J., HUSHMAND-ZADEH A. (1965). - Geology of the the shotorie range. (Tabas area, East Iran).
Geol. surv. Iran, report n°3.
- STOCKLIN J. (1974). - Possible ancient continental margins in Iran.
Ed. The Geology of continental margins.
New-York Springer-Verlag.
- STOCKLIN J. (1962). - Salt deposition of the middle east international conference on saline deposits.
- STOCKLIN J. (1968). - Structural history and and tectonics of Iran.
A review: Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v.52, n°7.
- STOCKLIN J. (1971). - Stratigraphic lexicon of Iran - Part.1.
Geol. Surv. Iran, Report n°18.
- WALKER T.R., (1967). - Formation of red beds in modern and ancient deserts
Geol. Soc. Ann. Bull. 78, p.353-368.
- WALTHER J. (1900). - Das Gesetz der wüstenbildung.
Dietrich Rimer, Berlin, Edit. 175 p.
- WILLIAMS H., TURNER F.J., GILBERT C.M. (1955). - An introduction to the study of rocks in thin section.
W.H. FREEMAN and Cie., San Francisco.

LISTE DES FIGURES

Fig.1	Présentation géographique et géologique de la région étudiée...	2
Fig.2	Position géologique générale des zones étudiées	2
Fig.3	Vue panoramique de la zone C.....	8
Fig.4	Coupe schématique et caractéristique de la zone A (Kuh-e-Sejedi).....	10
Fig.5	Coupe schématique et caractéristique de la zone B (Kuh-e-Darmanou).....	11
Fig.6	Coupe schématique et caractéristique de la zone C (Kuh-e-Khageh)	13
Fig.7	Coupe schématique et caractéristique de la zone D (Kuh-e-Darbic)	15
Fig.8	Coupe schématique et caractéristique de la zone E (Kuh-e-Sekonge)	16
Fig.9	Evolution latérale de la zone E	17
Fig.10	Coupe générale synthétique de la zone D	18
Fig.11	Analyse séquentielle de la zone A.....	21
Fig.12	Séquence unité rythmique, zone A	21
Fig.13	Analyse séquentielle de la station B1	23
Fig.14	Analyse séquentielle des stations B2, B3, B4	24
Fig.15	Analyse séquentielle de la zone C	26
Fig.16	Analyse séquentielle de la station D1	27
Fig.17	Analyse séquentielle des stations D2,D2a et D3	28
Fig.18	Analyse séquentielle de la zone E	30
Fig.19	Représentation géographique de l'indice R sur la carte des directions de courants	30
Fig.20	Courbes du nombre de strates par épaisseurs.....	33
Fig.21	Corrélation stratigraphique entre les différentes zones	33
Fig.22	Courbes granulométriques cumulatives des conglomérats et des bancs gréseux de la zone A	39
Fig.23	Courbes fréquences simples des conglomérats et des bancs gréseux de la zone A	39
Fig.24	Courbes granulométriques cumulatives et fréquences simples de la partie inférieure de la zone B	41
Fig.25	Courbes granulométriques et fréquences simples de la partie supérieure de la zone B	41
Fig.26	Courbes granulométriques cumulatives de la partie supérieure de la zone B	41
Fig.27	Courbes granulométriques cumulatives de la zone C.....	44
Fig.28	Courbes granulométriques fréquences simples de la zone C.....	44
Fig.29	Courbes cumulatives des silts et des grès de la zone D	46

Fig.30	Courbes granulométriques cumulatives des conglomérats de la zone D.....	46
Fig.31	Courbes granulométriques fréquences simples des sédiments de la zone D.....	46
Fig.32	Courbes granulométriques cumulatives de la zone E.....	50
Fig.33	Courbes granulométriques fréquences simples de la zone E.....	50
Fig.34	Diagramme Q ₃ Md Q ₁	51
Fig.35	Diagramme CM de Passega.....	52
Fig.36	Histogramme des indices Qd ϕ de KRUMBEIN et hétérométrie de CAILLEUX.....	54
Fig.37	Comparaison graphique des indices I _S et L _S /E _S , caractéristique des sédiments de la formation de Kerman avec des dépôts de rivières.....	55
Fig.38	Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie d'émoussé et d'aplatissement des galets de calcaire de la zone A.....	59
Fig.39	Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie d'émoussé et d'aplatissement des galets de calcaire de la zone B.....	62
Fig.40	Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie d'émoussé et d'aplatissement des galets de dolomie de la zone D.....	63
Fig.41	Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie d'émoussé et d'aplatissement des galets de grès de la zone B...	64
Fig.42	Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie d'émoussé et d'aplatissement des galets de quartzite de la zone B.....	65
Fig.43	Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie d'émoussé et d'aplatissement des galets de calcaire de la zone C.....	68
Fig.44	Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie d'émoussé et d'aplatissement des galets de calcaire de la zone D.....	71
Fig.45	Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie, d'émoussé et d'aplatissement des galets de grès de la zone D...	72
Fig.46	Histogrammes et courbes cumulatives des indices de dissymétrie, d'émoussé et d'aplatissement des galets de la zone E.....	75
Fig.47	Emplacement géographique et stratigraphique des médianes de différents indices des galets de calcaire.....	77
Fig.48	Représentation conjuguée des indices d'émoussé et d'aplatissement.....	77
Fig.49	Représentation de la position actuelle et originelle de l'inclinaison des galets sur canevas de WULFF.....	94

Fig.50	Emplacement géographique de l'orientation des galets.....	95
Fig.51	Les diagrammes roses représentent la direction et le sens des courants.....	97
Fig.52	Emplacement géographique de la direction et le sens des courants.....	98
Fig.53	Composition pétrographique des conglomérats de la zone A.....	114
Fig.54	Composition pétrographique des conglomérats de la zone B.....	115
Fig.55	Composition pétrographique des conglomérats de la zone C.....	117
Fig.56	Composition pétrographique des conglomérats de la zone D.....	118
Fig.57	Composition pétrographique des conglomérats de la zone E.....	119
Fig.58	Position de nos échantillons dans l'ensemble de la classification de grès térrigènes.....	121
Fig.59	Carte paléogéographique.....	121

LISTE DES TABLEAUX

1-	Les valeurs de R	31.
2-	Caractère stratonomique général des zones étudiées	32.
3-	Caractéristiques granulométriques de la zone A	38.
4-	Caractéristiques granulométriques de la zone B	40.
5-	Caractéristiques granulométriques de la zone C	43.
6-	Caractéristiques granulométriques de la zone D	45.
7-	Caractéristiques granulométriques de la zone E	49.
8-	Représentation, indice d'aplatissement et inclinaison des galets	55.
9-	Caractéristiques morphométriques de la zone A	60.
10-	" " de la zone B	66.
11-	" " de la zone C	69.
12-	" " de la zone D	73.
13-	" " de la zone E	76.
14-	Orientation des galets et direction des courants	96.
15-	Caractères microscopiques des galets de calcaire gris des zones A et B	106.
16-	Caractères microscopiques des galets de calcaire gris des zones C et D	107.
17-	Caractères microscopiques des galets de calcaire gris des zones D et E	108.
18-	Caractères microscopiques des galets de calcaire jaune dans les zones A.B.D	110.
19-	Pourcentage moyen des galets dans les zones étudiées	113.
20-	Dimension moyenne des galets dans les zones étudiées	113.
21-	Variations stratigraphiques du pourcentage des galets de la zone A	114.
22-	Variations stratigraphiques du pourcentage des galets de la zone B	116.
23-	Variations stratigraphiques du pourcentage des galets de la zone C	117.
24-	Variations stratigraphiques du pourcentage des galets de la zone D	118.
25-	Variations stratigraphiques du pourcentage des galets de la zone E	119.
26-	Caractères minéralogiques des niveaux fins de la formation de Kerman	121.
27-	Résultats de l'analyse des minéraux argileux	123.
28-	Résultats de l'analyse des minéraux lourds	125.
29-	Caractères pétrographiques de la rubéfaction d'origine diagénétique et ceux d'altération superficielle	127.

LISTE DES PLANCHES

Planche 1:	Observation au microscope électronique de la zone A	82
Planche 3:	Observation au microscope électronique de la zone B et C ..	85
Planches 3: et 4	Observation au microscope électronique de la zone D	86 et 89
Planche 5 :	Observation au microscope électronique de la zone E (A-D) ...	90
Planche 5 :	Observation au microscope: caractères diagénétiques	90

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE PREMIER

I - INTRODUCTION.....	1
I.1 - Cadre géographique.....	1
I.2 - Cadre géologique et travaux antérieurs	1
I.3 - But de l'étude	3

CHAPITRE DEUXIEME - STRATIGRAPHIE ET ANALYSE SEQUENTIELLE DE LA FORMATION DE KERMAN

I - STRATIGRAPHIE DE LA FORMATION DE KERMAN	7
I.1 - Place de la formation de Kerman dans l'ensemble stratigraphique régional	7
I.2 - Zone A	9
I.3 - Zone B	9
I.4 - Zone C	12
I.5 - Zone D	14
I.6 - Zone E	17
II - ANALYSE SEQUENTIELLE DE LA FORMATION DE KERMAN	17
II.1 - Méthode	17
II.2 - Définition des termes utilisés	17
Cycle	17
Séquence lithologique	19
Séquence rythmique	19
Ordre de grandeur des séquences	19
a . Séquence - unité	19
b . Séquence macroscopique	19
c . Mésoséquences	19
d . Séquence mégascopique	20
Analyse séquentielle et énergie du milieu de transport et de dépôt	20
II.3 - Evolution séquentielle des divers zones	20
1. Evolution séquentielle de la zone A	20
2. Evolution séquentielle de la zone B	22
3. Evolution séquentielle de la zone C	25
4. Evolution séquentielle de la zone D	25
5. Evolution séquentielle de la zone E	29
II.4 - Analyse stratotomique et comparaison des zones entre elles	29
1. Clastic shale ratio	29
2. Epaisseur des strates	32
3. Courbes du nombre de strates par épaisseurs	32

III - CONCLUSION A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET A L'ANALYSE SEQUENTIELLE DE LA FORMATION DE KERMAN	34
--	----

CHAPITRE TROISIEME - RECHERCHE DE L'AGENT DE DEPOT FINAL

I - ANALYSE GRANULOMETRIQUE	35
I.1 - Les techniques utilisées	35
I.2 - Forme de présentation des résultats	36
I.3 - Interprétation des résultats	38
1. Zone A	38
2. Zone B	40
3. Zone C	43
4. Zone D	45
5. Zone E	49
6. Conclusion générale à l'étude granulométrique	53

II - ETUDE DE LA DISPOSITION DES GALETS	55
II.1 - La méthode	55
II.2 - Représentation des résultats	55
II.3 - Interprétation des résultats	56

CHAPITRE QUATRIEME - RECHERCHE DES AGENTS DE TRANSPORT, D'ALTERATION ET D'USURE

I - MORPHOMETRIE DES GALETS	57
I.1 - La méthode	57
I.2 - Représentation des résultats	57
I.3 - Interprétation des résultats	58
1. Zone A	58
2. Zone B	61
3. Zone C	67
4. Zone D	70
5. Zone E	74
I.4 - Conclusion générale de l'étude morphométrique des galets..	78
II - EXOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DES GRES ET DES CONGLOMERATS ...	78
II.1 - La méthode	78
II.2 - Les résultats	78
II.3 - Interprétation des résultats	79
1. Zone A	79
2. Zone B	79
3. Zone C	79
4. Zone D	79
5. Zone E	80
II.4 - Conclusion	80

CHAPITRE CINQUIEME - ETUDE DES DIRECTION DE COURANTS

I - ETUDE DE L'ORIENTATION ET DE L'INCLINAISON DES GALETS	93
I.1 - La méthode	93
I.2 - Représentation des résultats	93
I.3 - Interprétation des résultats	93

II - ETUDE DES FIGURES ET STRUCTURES SEDIMENTAIRES	99
II.1 - Les flute-casts	99
II.2 - Les litages inclinés	99
II.3 - Les ripple-marks	99
II.4 - Conclusion	99

III - CONCLUSION A L'ETUDE DES DIRECTION DE COURANTS	99
--	----

CHAPITRE SIXIEME - RECHERCHE DE LA LOCALISATION ET DE LA NATURE DES DE LA PROVINCE D'ORIGINE DES SEDIMENTS

I - ANALYSE PETROGRAPHIQUE ET ORIGINE DES GALETS DES CONGLOMERATS ...	101
I.1 - La méthode	101
I.2 - Etude descriptive et origine des diverses familles pétrographiques de galets	101
1. Les galets de quartzite	101
a) Description	101
b) Origine	102
c) Variation stratigraphique et géographique du pourcentage des galets de quartzite.....	102
d) Conclusion à l'étude des variations stratigraphiques et géographiques des pourcentage des galets de quartzite	102

2. Les galets de grès rouge	103
a) Description	103
b) Origine	103
c) Variation stratigraphique et géographique du pourcentage des galets de grès rouge	103
3. Les galets de dolomie	104
a) Description	104
b) Origine	104
c) Variation stratigraphique et géographique du pourcentage des galets de dolomie	104
d) Conclusion	105
4. Les galets de calcaire gris	105
a) Description	105
b) Origine	105
c) Variation stratigraphique et géographique du pourcentage de calcaire gris	105
d) Conclusion	109
5. Les galets calcaires jaunes	109
a) Description	109
b) Origine	110
c) Variation stratigraphique et géographique du pourcentage des galets argileux jaunes	111
d) Conclusion	111
6. Les galets des roches éruptives	111
a) Description	111
b) Origine	111
c) Variation stratigraphique et géographique du pourcentage des galets de roches éruptives	112
7. Les galets rares	112
I.3. Conclusion à l'analyse pétrographique et origine des galets des conglomérats	112
II - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES GRES	120
III - LES MINERAUX ARGILEUX	122
III.1 - La méthode	122
III.2 - Les résultats	122
III.3 - Conclusion	124
IV - LES MINERAUX LOURDS	124
IV.1 - La méthode	124
IV.2 - Les résultats	125
IV.3 - Conclusion	125
V - PALEOCLIMAT	126
V.1 - Paléoclimat et couleur rouge des sédiments	126
V.2 - La couleur rouge de la Formation de Kerman	127
V.3 - Paléoclimat et pétrographie des grès	128
V.4 - Conclusion	128
CHAPITRE SEPTIEME - CONCLUSION ET HISTOIRE GENERALE DE LA FORMATION DE Kerman	129
I - L'AGE DE LA FORMATION DE Kerman	129
II - HISTOIRE POST SEDIMENTAIRE DE LA FORMATION DE Kerman	130
a) La diagenèse	130
b) Tectonique	131

III - RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA FORMATION DE Kerman	132
a) Bref aperçu de la paléogéographie du Crétacé supérieur	132
b) Bref aperçu de la paléogéographie du Paléogène	132
c) Paléogéographie et histoire générale de la formation de Kerman	133
BIBLIOGRAPHIE.....	137
LISTE DES FIGURES.....	141
LISTE DES TABLEAUX.....	144
LISTE DES PLANCHES.....	145
TABLE DES MATIERES.....	146

- 5 DEC. 1983

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

THESE DE 3^e CYCLE

Titre de l'ouvrage :

CONTRIBUTION A LA GEOLOGIE DE LA FORMATION
DE KERMAN (Paléocène), IRAN CENTRAL
ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE

Nom de l'auteur : Faramarz RAHIMZADEH

Etablissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble

RESUME

La formation de Kerman est entièrement détritique et synorogénétique, d'âge paléocène à éocène inférieur. Nous y distinguons deux subdivisions :

- Formation de Kerman inférieur : grès carbonatés à matrice très abondante (WACKE) ;
- Formation de Kerman supérieure, conglomératique grossière.

La sédimentologie a permis de reconstituer l'histoire spatio-temporelle de cette formation :

La phase orogénique laraminienne a provoqué le soulèvement et le plissement de la zone distributrice marquée par l'abondance des formations sédimentaires ; les calcaires d'âge crétacé y jouent le rôle le plus important en fournissant l'essentiel des galets, tandis que des formations gréseuses préexistantes ont fourni les fractions fines de l'ensemble de cette formation (matrice des conglomérats et grès).

A partir de leur province d'origine dont la localisation est précisée, les sédiments sont transportés par des appareils fluviaux d'abord de faible énergie (formation de Kerman inférieure) puis de haute énergie (formation de Kerman supérieure) vers des bassins continentaux séparés.

Le dépôt s'est effectué en milieu alcalin, à lessivage restreint ou confiné, sous un climat aride.

MOTS-CLES

Iran ; Iran central ; formation de Kerman ; chaîne Tabas-Kerman ; Kuh-e-Sejedi ; Kuh-e-Darmanou ; Kuh-e-Khageh ; Kuh-e-Darbic ; Kuh-e-Sekonge ; évolution séquentielle ; molasse ; sédimentologie ; exoscopie ; paléogéographie ; laraminienne ; paléoclimat ; rubéfaction ; paléocène ; éocène inférieur.