Etude géologique de la région de Kalmard (W. Tabas) (Iran central) : stratigraphie et tectonique

Seyed Ali Aghanabati

▶ **To cite this version:**

Seyed Ali Aghanabati. Etude géologique de la région de Kalmard (W. Tabas) (Iran central) : stratigraphie et tectonique. Stratigraphie. Universite Scientifique et Médicale de Grenoble, 1975. Français. NNT : . tel-00739854

HAL Id: tel-00739854

https://theses.hal.science/tel-00739854

Submitted on 9 Oct 2012

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.

B.U.S. GRENOBLE
D 052 302084 5
Doc
N d'ordre A.O. 11.023
DOUBLE
205.142
1975
129
205142
1975
129

THESE

Présentée

à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble

pour obtenir

le grade de DOCTEUR ES SCIENCES

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE KALMARD (W.TABAS) (Iran Central)

Stratigraphie et Tectonique

par

S. Ali AGHANABATI

Géologue au Service Géologique de l'Iran

Soutenue le Juillet 1975 devant la commission d'examen

R MICHEL	Président
J DEBELMAS	Rapporteur
M GIDON	Examinateur
C KERKHOVE	Examinateur
A VATAN	Examinateur, invité

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

Doctorat d'Etat

N d'ordre A.O. 11.623

205142
1975
129

T H E S E

Présentée

à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble

pour obtenir

le grade de DOCTEUR ES SCIENCES

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE KALMARD (W.TABAS) (Iran Central)

T.75/864

Stratigraphie et Tectonique

par

S. Ali AGHANABATI

Géologue au Service Géologique de l'Iran

Soutenue le Juillet 1975 devant la commission d'examen

R MICHEL	Président
J DEBELMAS	Rapporteur
M GIDON	Examinateur
C KERKHOVE	Examinateur
A VATAN	Examinateur; invité

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

M. Michel SOUTIF
M. Gabriel CAU

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE GRENOBLE

Présidents M. Louis NEEL
Vice-Présidents MM. Lucien BONNETAIN
Jean BENOIT

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'U.S.M.G.

PROFESSEURS TITULAIRES

MM.	ANGLES D'AURIAC Paul	Mécanique des fluides
	ARNAUD Georges	Clinique des maladies infectieuses
	ARNAUD Paul	Chimie
	AUBERT Guy	Physique
	AYANT Yves	Physique approfondie
Mme	BARBIER Marie-Jeanne	Electrochimie
MM.	BARBIER Jean-Claude	Physique expérimentale
	BARBIER Reynold	Géologie appliquée
	BARJON Robert	Physique nucléaire
	BARNOUD Fernand	Biosynthèse de la cellulose
	BARRA Jean-René	Statistiques
	BARRIE Joseph	Clinique chirurgicale
	BEAUDOING André	Pédiatrie
	BERNARD Alain	Mathématiques Pures
Mme	BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques Pures
MM.	BEZES Henri	Chirurgie générale
	BLAMBERT Maurice	Mathématiques Pures
	BOLLIET Louis	Informatique (IUT B)
	BONNET Georges	Electrotechnique
	BONNET Jean-Louis	Clinique ophtalmologique
	BONNET-EYMARD Joseph	Pathologie médicale
	BOUCHERLE André	Chimie et Toxicologie
	BOUCHEZ Robert	Physique nucléaire
	BOUSSARD Jean-Claude	Mathématiques Appliquées
	BRAVARD Yves	Géographie
	CABANEL Guy	Clinique rhumatologique et hydrologie
	CALAS François	Anatomie
	CARRAZ Gilbert	Biologie animale et pharmacodynamie
	CAU Gabriel	Médecine légale et Toxicologie
	CAUQUIS Georges	Chimie organique
	CHABAUTY Claude	Mathématiques Pures
	CHARACHON Robert	Oto-Rhino-Laryngologie
	CHATEAU Robert	Thérapeutique
	CHIBON Pierre	Biologie animale
	COEUR André	Pharmacie chimique et chimie analytique
	CONTAMIN Robert	Clinique gynécologique
	COUDERC Pierre	Anatomie Pathologique
	CRAYA Antoine	Mécanique
Mme	DEBELMAS Anne-Marie	Matière médicale
MM.	DEBELMAS Jacques	Géologie générale
	DEGRANGE Charles	Zoologie
	DEPORTES Charles	Chimie minérale
	DESRE Pierre	Métallurgie
	DESSAUX Georges	Physiologie animale
	DODU Jacques	Mécanique appliquée
	DOLIQUE Jean-Michel	Physique des plasmas
	DREYFUS Bernard	Thermodynamique
	DUCROS Pierre	Cristallographie
	DUSSOIX Pierre	Clinique de Dermatologie et Syphiligraphie
	FAU René	Clinique neuro-psychiatrique
MM.	GAGNAIRE Didier	Chimie physique
	GALLISSOT François	Mathématiques Pures
	GALVANI Octave	Mathématiques Pures
	GASTINEL Noël	Analyse numérique
	GAVEND Michel	Pharmacologie
	GEINDRE Michel	Electroradiologie
	GERBER Robert	Mathématiques Pures
	GERMAIN Jean-Pierre	Mécanique
	GIRAUD Pierre	Géologie
	KAHANE André	Physique générale
	KLEIN Joseph	Mathématiques Pures
	KOSZUL Jean-Louis	Mathématiques Pures
	KRAVTCHENKO Julien	Mécanique
	KUNTZMANN Jean	Mathématiques Appliquées
	LACAZE Albert	Thermodynamique
	LACHARME Jean	Biologie végétale
	LAJZEROWICZ Joseph	Physique
	LATREILLE René	Chirurgie générale
	LATURAZE Jean	Biochimie pharmaceutique
	LAURENT Pierre	Mathématiques Appliquées
	LEDRU Jean	Clinique médicale B
	LLIBOUTRY Louis	Géophysique
	LONGEQUEUE Jean-Pierre	Physique nucléaire
	LOUP Jean	Géographie
Mlle	LUTZ Elisabeth	Mathématiques Pures
	MALGRANGE Bernard	Mathématiques Pures
	MALINAS Yves	Clinique obstétricale
	MARTIN-NOEL Pierre	Sémélologie médicale
	MAZARE Yves	Clinique médicale A
	MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie
	MOURIQUAND Claude	Histologie
	MOUSSA André	Chimie nucléaire
	NEEL Louis	Physique du Solide
	OZENDA Paul	Botanique
	PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques Pures
	PEBAY-PEYROULA Jean-Claude	Physique
	RASSAT André	Chimie systématique
	RENARD Michel	Thermodynamique
	REULOS Renê	Physique industrielle
	RINALDI Renaud	Physique
	ROGET Jean	Clinique de pédiatrie et de puériculture
	DE ROUGEMONT Jacques	Neuro-chirurgie
	SEIGNEURIN Raymond	Microbiologie et Hygiène
	SENGEL Philippe	Zoologie
	SOUTIF Michel	Physique générale
	TANCHE Maurice	Physiologie
	TRAYNARD Philippe	Chimie générale
	VAILLANT François	Zoologie
	VALENTIN Jacques	Physique Nucléaire
	VAUQUOIS Bernard	Calcul électronique
Mme	VERAIN Alice	Pharmacie galénique
M.	VERAIN André	Physique
MM.	VEYRET Paul	Géographie
	VIGNAIS Pierre	Biochimie médicale
	YOCCOZ Jean	Physique nucléaire théorique

PROFESSEURS ASSOCIES

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

PROFESSEURS SANS CHAIRE

Mlle	AGNIUS-DELORD Claudine	Physique pharmaceutique
	ALARY Josette	Chimie analytique
MM.	BELORIZKY Elie	Physique
	BENZAKEN Claude	Mathématiques appliquées
	BERTRANDIAS Jean-Paul	Mathématiques appliquées
	BIAREZ Jean-Pierre	Mécanique
Mme	BONNIER Jane	Chimie générale
MM.	BRUGEL Lucien	Energétique
	CARLIER Georges	Biologie végétale
	CONTE René	Physique
	DEPASSEL Roger	Mécanique des Fluides
	GAUTHIER Yves	Sciences biologiques
	GAUTRON René	Chimie
	GIDON Paul	Géologie et Minéralogie
	GLENAT René	Chimie organique
	HACQUES Gérard	Calcul numérique
	HOLLARD Daniel	Hématologie
	HUGONOT Robert	Hygiène et Méd.Préventive
	IDELMAN Simon	Physiologie animale
	JANIN Bernard	Géographie
	JOLY Jean-René	Mathématiques pures
	JULLIEN Pierre	Mathématiques appliquées
Mme	KAHANE Josette	Physique
MM.	KUHN Gérard	Physique
	LUU-DUC-Cuong	Chimie Organique
	MAYNARD Roger	Physique du solide
	MULLER Jean-Michel	Thérapeutique
	PERRIAUX Jean-Jacques	Géologie et minéralogie
	PFISTER Jean-Claude	Physique du solide
Mlle	PIERY Yvette	Physiologie animale
MM.	REBECQ Jacques	Biologie (CUS)
	REVOL Michel	Urologie
	REYMOND Jean-Charles	Chirurgie générale
	ROBERT André	Chimie papetière
	SARRAZIN Roger	Anatomie et chirurgie
	SARROT-REYNAULD Jean	Géologie
	SIBILLE Robert	Construction Mécanique
	SIROT Louis	Chirurgie générale
Mme	SOUTIF Jeanne	Physique générale
MM.	VIALON Pierre	Géologie
	VAN CUTSEM Bernard	Mathématiques appliquées

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

MM.	AMBLARD Pierre	Dermatologie
	AMBROISE-THOMAS Pierre	Parasitologie
	ARMAND Yves	Chimie
	BEGUIN Claude	Chimie organique
Mme	BERIEL Hélène	Pharmacodynamique
M.	BILLET Jean	Géographie
	BOUCHARLAT Jacques	Psychiatrie adultes
Mme	BOUCHE Liane	Mathématiques (CUS)
MM.	BOUCHET Yves	Anatomie
	BRODEAU François	Mathématiques (IUT B)
	BUISSON Roger	Physique
	BUTEL Jean	Orthopédie
	CHAMBAZ Edmond	Biochimie médicale
	CHAMPETIER Jean	Anatomie et organogénèse
	CHERADAME Hervé	Chimie papetière
	CHIAVERINA Jean	Biologie appliquée (EFP)

MM.	COHEN-ADDAD Jean-Pierre	Spectrométrie physique
	COLOMB Maurice	Biochimie médicale
	COULOMB Max	Radiologie
	CROUZET Guy	Radiologie
	CYROT Michel	Physique du solide
	DELOBEL Claude	M.I.A.G.
	DUSSAUD René	Mathématiques (CUS)
Mme	ETERRADOSSI Jacqueline	Physiologie
MM.	FAURE Jacques	Médecine légale
	FONTAINE Jean-Marc	Mathématiques Pures
	GENSAC Pierre	Botanique
	GIDON Maurice	Géologie
	GRIFFITHS Michel	Mathématiques Appliquées
	GROS Yves	Physique (stag.)
	GROULADE Joseph	Biochimie médicale
	GUITTON Jacques	Chimie
	IVANES Marcel	Electricité
	JALBERT Pierre	Histologie
	KRAKOWIAK Sacha	Mathématiques appliquées
Mme	LAJZEROWICZ Jeannine	Physique
MM.	LEROY Philippe	Mathématiques
	LOISEAUX Jean-Marie	Physique Nucléaire
	MACHE Régis	Physiologie végétale
	MAGNIN Robert	Hygiène et Médecine préventive
	MARECHAL Jean	Mécanique
	MARTIN-BOUYER Michel	Chimie (CUS)
	MICHOULIER Jean	Physique (I.U.T. "A")
Mme	MINIER Colette	Physique
MM.	MICOUD Max	Maladies Infectieuses
	NEGRE Robert	Mécanique
	PARAMELLE Bernard	Pneumologie
	PECCOUD François	Analyse (IUT B)
	PEFFEN René	Métallurgie
	PELMONT Jean	Physiologie animale
	PERRET Jean	Neurologie
	PHELIP Xavier	Rhumatologie
	RACHAIL Michel	Médecine interne
	RACINET Claude	Gynécologie et obstétrique
	RAYNAUD Hervé	M.I.A.G.
	RENAUD Maurice	Chimie
Mme	RENAUDET Jacqueline	Bactériologie
M.	RICHARD Lucien	Botanique
Mme	RINAUDO Marguerite	Chimie macromoléculaire
MM.	ROMIER Guy	Mathématiques (IUT B)
	SHOM Jean Claude	Chimie Générale
	STIEGLITZ Paul	Anesthésiologie
	STOEBNER Pierre	Anatomie pathologique
	VROUSOS Constantin	Radiologie

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM.	CRABBEE Pierre	C.E.R.M.O.
	CABOT	Mathématiques appliquées
	CURRIE Jan	Mathématiques appliquées

CHARGES DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFERENCES

MM.	BARGE Michel	Neuro-chirurgie
	CONTAMIN Charles	Chirurgie thoracique et cardio-vasculaire
	CORDONNIER Daniel	Néphrologie
	DENIS Bernard	Cardiologie
	KOLODIE Lucien	Hématologie
	RAMBAUD Pierre	Pédiatrie
	ROCHAT Jacques	Hygiène et hydrologie

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'I.N.P.G.

PROFESSEURS TITULAIRES

MM.	BENOIT Jean	Radioélectricité
	BESSON Jean	Electrochimie
	BONNETAIN Lucien	Chimie Minérale
	BONNIER Etienne	Electrochimie, Electrométallurgie
	BRISSONNEAU Pierre	Physique du solide
	BUYLE-BODIN Maurice	Electronique
	COUMES André	Radioélectricité
	FELICI Noël	Electrostatique
	PAUTHENET René	Physique du solide
	PERRET René	Servomécanismes
	SANTON Lucien	Mécanique
	SILBER Robert	Mécanique des Fluides

PROFESSEUR ASSOCIE

M.	BOUDOURIS Georges	Radioélectricité

PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM.	BLIMAN Samuel	Electronique
	BLOCH Daniel	Physique du solide et Cristallographie
	COHEN Joseph	Electrotechnique
	DURAND Francis	Métallurgie
	MOREAU René	Mécanique
	POLOUJADOFF Michel	Electrotechnique
	VEILLON Gérard	Informatique fondamentale et appliquée
	ZADWORNY François	Electronique

MAITRES DE CONFERENCES

MM.	BOUVARD Maurice	Génie mécanique
	CHARTIER Germain	Electronique
	FOULARD Claude	Automatique
	GUYOT Pierre	Chimie minérale
	JOUBERT Jean Claude	Physique du solide
	LACOUME Jean Louis	Géophysique
	LANCIA Roland	Physique atomique
	LESPINARD Georges	Mécanique
	MORET Roger	Electrotechnique nucléaire
	ROBERT François	Analyse numérique
	SABONNADIERE Jean Claude	Informatique fondamentale et appliquée
Mme	SAUCIER Gabrièle	Informatique fondamentale et appliquée

MAITRE DE CONFERENCES ASSOCIE

M.	LANDAU Ioan Doré	Automatique

CHARGE DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFERENCES

M.	ANCEAU François	Mathématiques appliquées

Fait à St Martin d'Hères

SOMMAIRE

AVANT PROPOS

RESUME

ABSTRACT

Chapitre I - INTRODUCTION

A. - BUT ET METHODES DE L'ETUDE 3

B. - HISTORIQUE DES ETUDES 4

C. - GEOGRAPHIE 5

D. - INTRODUCTION STRUCTURALE I2

E. - APERCU STRUCTURAL SUR LA GEOLOGIE DE LA REGION ETUDIEE I4

Chapitre II - STRATIGRAPHIE

A. - PRECAMBRIEN 2I

a. GENERALITES

b. DESCRIPTIONS DU PRECAMBRIEN ET DE LA REGION DE KALMARD 22

1. La formation de Tashk 22

2. La formation de Kalmard 24

3. Comparaisons 25

4. Roches éruptives du Précambrien 28

B. - L'INFRACAMBRIEN 3I

C. - PALEOZOIQUE 3I

a. LE CAMBRIEN 3I

b. L'ORDOVICIEN (Formation de Shirgesht) 33

1. Généralités

2. Limite 36

3. Etude des affleurements 36

4. Comparaisons 38

5. Conclusion 43

c. LE SILURIEN ET LE DEVONIEN INFERIEUR ET MOYEN 44

d. LE DEVONIEN SUPERIEUR (Formation de Rahdar) 44

1. Généralités

2. Comparaisons 49

e. LE CARBONIFERE (Formation de Gachâl) 5I

1. Généralités

I.1. Membre A 52

I.2. Membre B 57

I.3. Membre C 58

I.4. Membre D 59

2. Conclusion 62

f. LE PERMIEN
I. Aperçu général 64
2. Le permien de la région de Kalmard (Formation de Khan) 65
2.I. Membre A (Calcaire à Fusulines) 65
2.2. Membre B (Calcaire à Brachiopodes) 72
2.3. Membre C 77
2.4. Description des affleurements 85
3. Conclusion 88

D. - MESOZOIQUE

a. LE TRIAS 90
I. Le Trias de la région de Kalmard 92
I.I. Le Trias inférieur (Formation de Sorkh Shale) 93
I.2. Le Trias moyen (Formation de Shotori) 95
I.3. Le Trias supérieur (Formation de Naiband)..... 99
I.4. Conclusion I03
2. Comparaisons I04

b. LE JURASSIQUE I09
I. Groupe de Shemshak I09
I.I. Formation de Ab-e-Haji (Lias inférieur et moyen) ... I09
I.2. Formation de Badamu (Toarcien-Bajocien) II6
I.3. Formation de Hojedk (Bajocien-Bathonien) I24
I.4. Considération générale sur le "Groupe de Shemshak".. I30
2. Groupe de Magou I32
2.I. Le Jurassique moyen I33
2.I.I. Le calcaire de Bidou I33
2.I.2. La formation de Baghamshah I37
2.2. Le Jurassique supérieur I42
2.2.I. Le calcaire d'Echellon I43
2.2.2. Le calcaire à Pectens I44
2.2.3. Le calcaire de Nar I49
2.2.4. Gypse de Magou I52

c. LE CRETACE I58

E. - TERTIAIRE I59

a. PALEOGENE-EOCENE I59

b. NEOGENE I59

F. - LE QUATERNAIRE I60

a. REGIONS MONTAGNEUSES I60

b. PLAINES DESERTIQUES I60

Chapitre III - GEOLOGIE ECONOMIQUE

A. - RESSOURCES MINERALES I63

a. BAUXITE I63

b. CHARBON I65

c. PLOMB I65

B. - MATERIAUX DE CONSTRUCTION I66

C. - ESSAI DE CORRELATION ENTRE L'HYDROLOGIE ET LA GEOLOGIE I66

Chapitre IV - GEOLOGIE STRUCTURALE

A. - L'EVOLUTION STRUCTURALE I7I

a. L'OROGENESE ASSYNTIQUE I7I

b. LES MOUVEMENTS PALEOZOIQUES I74

c. LES MOUVEMENTS MESOZOIQUES I75

I. Phase éocimmérienne I75

2. Le mouvement intrabathonien I77

3. Les mouvements de la fin du Jurassique ou néo-cimmérien I77

4. Les mouvements alplins (post-jurassique) I77

B. - LES ZONES STRUCTURALES I8I

a. ZONE OCCIDENTALE DE KALMARD I8I

b. ZONE CENTRALE DE KALMARD I82

I. Les structures précambriennes I83

2. Les structures paléozoïques I84

3. Les structures mésozoïques I84

c. ZONE ORIENTALE DE KALMARD I85

d. ZONE DE CHESHMEH I89

e. ZONE DE SHIRGESHT I92

f. ZONE DE SHOTORI I93

g. LE BASSIN DE TABAS I94

C. - TECTONIQUE DE DETAIL DES FAILLES ET DES PLIS MAJEURS

a. LES GRANDES FAILLES I96

I. Faille de Naini I96

2. Faille de Cheshmeh I97

3. Faille de Kalmard I97

b. LES ANTICLINAUX I99

I. Anticlinal de Halvan I99

2. Anticlinal de Kalmard 20I

3. Anticlinal de Rohdar-Gachâl 204

D. - CONCLUSION 205

PLANCHES

BLIBLIOGRAPHIE

ANNEXE : Carte géologique au I/250 000

Nombre de figures : 49

Nombre de planches : 8

Nombre de tableaux : 8

AVANT - PROPOS

C'est tout d'abord à Monsieur le Professeur J.Debelmas qu'ira ma plus profonde reconnaissance. Il m'a aimablement accueilli dans son laboratoire et a accepté de superviser mes travaux d'abord sur le terrain, durant son séjour en Iran, puis pendant l'année que j'ai passée à son laboratoire à Grenoble. Je tiens à lui dédier cette thèse en le remerciant de m'avoir fait profiter de sa grande expérience des problèmes stratigraphiques et structuraux, ainsi que pour son aide patiente et le temps qu'il a su m'accorder pour mener à bien cette étude.

Mes missions de terrain ont été rendues possibles grâce au Service Géologique de l'Iran qui m'a fourni l'aide matérielle nécessaire et m'a offert la possibilité de venir me perfectionner en France. Je tiens à exprimer ma vive gratitude à Monsieur Nasrollah Khadem, son ancien directeur, et ainsi qu'à Monsieur Resa Asefi, directeur actuel.

Je ne saurai oublier l'intérêt constant avec lequel M.Cl.Kerckhove a suivi ces travaux tant sur le terrain qu'au laboratoire. Je le remercie de ses conseils et du bénéfice de son expérience, ainsi que d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Ma respectueuse gratitude va à Monsieur le Professeur R. Michel pour son accueil toujours si bienveillant et pour l'honneur qu'il m'a fait en acceptant de présider mon jury ainsi qu'à Monsieur le Professeur M.Gidon qui a toujours montré beaucoup d'attention à mes problèmes tectoniques. Je le remercie d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Ma reconnaissance va également à Monsieur André Vatan, qui s'est intéressé à ce travail consacré à un pays qu'il connaît bien pour y avoir travaillé pendant 10 ans et qui a bien voulu siéger également dans mon jury.

Je remercie Monsieur le Professeur Sarrot qui m'a aidé pour la partie hydrogéologie, Madame J.Bocquet qui m'a traduit quelques articles allemands, Madame Arnaud Vanneau pour ses conseils sur les micro faciés du Jurassique, Monsieur Pecher et Monsieur Lotfi pour la partie pétrographique.

Je voudrais remercier vivement le Docteur J.Stöcklin du G.S.I. (expert des Nations Unies) qui m'a conseillé dans le choix de mon terrain d'étude et qui a parcouru une fois la région. Sa grande connaissance de la géologie iranienne et son immense expérience m'ont été trés précieuses.

Je tiens a apporter le témoignage de ma gratitude à mes collègues de G.S.I. qui, au cours des discussions fructueuses, m'ont aidé à approfondir cette étude.

Je remercie également tant le corps enseignant de l'Institut Dolomieu spécialement son actuel Directeur, Monsieur P.Giraud

Il m'est agréable, d'adresser mes remerciements à tous les spécialistes qui ont accepté d'effectuer mes déterminations paléontologiques.

V. Almeras	- Biachiopodes du Mesozoïque
F.Bozoignia	- Microfaune du Palézoïque
L.Beauvais	- Spongiaires du Jurassique
R.Coquel	- Spores et pollen du Jurassique
M.Dépêche	- Microfaune du Mesozoïque
R.Enay	- Ammonites du Jurassique Supérieur
Golestaneh	- Algues du Jurassique
F. Golshani	- Brachiopodes Paléozoïque
. Hamdi	- Conodontes et microfaunes du Paléozoïque
B. Kuschan	- Trilobètes du Paléozoïque
M. Lys.	- Microfaune du Paléozoïque Supérieur
F. Lessany	- Microfaune du Jurassique moyen
J. Le Fevre	- Conodontes du Paléozoïque
M. Mehrnush	- Microfaunes du Paléozoïque et Jurassique
M. Parto Azar	- " " "
D. Petitbois	- Lamellibranches du Jurassique
R. Rachebaeuf	- Brachiopodes du Carbonifère
P.Semeroff-Tian-Chansky	- Polypies du Paléozoïque
D.L.Stepanove	- Branchiopodes du Paléozoïque
G. Termier	- Lamellibranches du Jurassique
K. Seyed-Emani	- Ammonites du Jurassique

Les travaux photogrammétriques le dessin cartographique et l'impression de la carte sont l'oeuvre de MM.B.Kuhbanani,H.Afaghi, M.R.Ghandchi, M.Salek et T.Sadjedi du G.S.I. A tous j'exprime ma meilleure gratitude. Je remercie M.S.Abassi de l'aide amicale qu'il m'a accordée pendant ce travail.

RESUME

L'histoire géologique de la région de Kalmard est celle d'une plateforme découpée en une mosaïque de blocs, dont les mouvements verticaux commandent la sédimentation, la subsidence, les faciès etc.....

Les terrains les plus anciens appartiennent à un Précambrien tardif, fait de dépôts schisto-gréseux à grain fin. Ces terrains se répartissent en deux zones d'affleurements : l'une métamorphique à l'Ouest, l'autre non, à l'Est. Le métamorphisme et les plissements qui les affectent datent vraisemblablement de l'orogenèse assyntique (baïkalienne). Celle-ci s'est également accompagnée ou a été suivie par une intrusion magnatique responsable d'une auréole métamorphique locale.

Un des résultats essentiels de cette orogénèse a été le découpage du socle en une série de compartiments séparés par des failles profondes, et qui ont joué en horst et graben pendant le Paléozoïque. D'une façon générale, on peut dire que la région de Kalmard a été plutôt une zone haute vis à vis de la région de Shirgesht, toute proche, beaucoup plus subsidente. Cette zone haute montre un horst de Kalmard, dans la future zone centrale - et un horst de Naini, plus élevé, dans la future zone occidentale.

Le premier est resté émergé jusqu'à l'Ordovicien, le second jusqu'au Trias inférieur.

Les dépôts du Paléozoïque sont ceux d'une plateforme envahie par une mer peu profonde venant probablement du Nord. La couverture débute par les assises schisteuses de l'Ordovicien (400 m environ) mais la mer régresse dès l'Ordovicien moyen, et il y aura émersion jusqu'au Dévonien moyen.

Au Dévonien supérieur, la mer transgresse à nouveau du Nord au Sud, et dépose des sédiments carbonatés peu épais reposant en concordance apparente sur l'Ordovicien. C'est la "Formation de Rahdar", terme créé pour opposer ce faciès calcaire mince aux séries contemporaines, schisto-marneuses et épaisses du bassin de Shirgesht.

La limite entre Dévonien et Carbonifère est marquée par une discontinuité sédimentaire. Il y a discordance cartographique du Carbonifère inférieur qui peut reposer sur n'importe quel terme antérieur (Dévonien, Ordovicien ou Précambrien). Notons qu'à la différence des deux transgressions précédentes, la mer carbonifère transgressait du Sud vers le Nord. Les dépôts, surtout carbonatés, n'appartiennent qu'à la base du Carbonifère (Tournaisien à Namurien). Le Carbonifère supérieur est inconnu.

Comme pour le Dévonien, on peut opposer les séries carbonatées minces (140 m) du Carbonifère de Kalmard et les dépôts schistogréseux beaucoup plus épais de la région de Shirgesht.

Ce caractère, joint à la présence d'un niveau évaporitique final, m'a fait donner à cette série carbonifère inférieur et moyen le nom de " Formation de Gachâl " , dans laquelle on peut distinguer quatre membres successifs de faciès différents.

Au Permien inférieur, une mer peu profonde envahit la plateforme de Kalmard qui avait été émergée pendant tout le Carbonifère supérieur. La sédimentation y est profondément influencée par une série de mouvements verticaux, si bien que trois discontinuités s'y manifestent, déterminant trois cycles sédimentaires, c'est à dire trois " membres " séparés par des niveaux de latéritisation. Un tel Permien est suffisamment original pour mériter un nom de formation. J'ai proposé celui de " Formation de Khan ".

Ainsi tout le Paléozoïque a-t'il été dominé par les incessantes oscillations verticales de la plateforme de Kalmard. Ces oscillations peuvent traduire les contrecoups de véritables phases orogéniques qui se produisaient ailleurs dans le monde. C'est ainsi que la lacune de l'Ordovicien supérieur et du Dévonien inférieur et moyen peut être un écho des mouvements calédoniens. Celle du Carbonifère supérieur, suivie par les trois oscillations du Permien, peut être une conséquence lointaine des mouvements hercyniens.Mais il n'existe dans notre secteur aucun plissement correspondant, donc aucune trace de véritable phase orogénique.

Pour cette raison la limite entre le Permien et le Trias ne montre pas de discordance : il y a seulement, une fois de plus, interruption de sédimentation et émersion, marquée par des lentilles de bauxite, et d'argile réfractaire, ravinant le Permien Supérieur.

L'ensemble des dépôts du Trias inférieur et moyen présente des caractères de sédiments d'eau peu profonde, et se montre remarquablement analogue aux séries de même âge des autres parties de l'Iran Central. Ce sont des schistes et des calcaires en plaquettes, souvent de couleur rouge, et enfin des dolomies azoïques.

Le Trias supérieur (Norien) est fait de schistes, de grès, de calcaires sableux, c'est à dire de sédiments qui traduisent un brusque apport détritique. Ce contraste avec des sédiments jusqu'alors faits de carbonates d'origine chimique, ainsi que la discordance de ce Trias supérieur sur le Trias moyen, indiquent l'existence de mouvements tectoniques ante-Norien, que l'on connaît dans d'autres régions de l'Iran. Nous les avons désignés sous le terme de phase <u>éocimmérienne</u>.

Ils se sont accompagnés de mouvements de blocs, horizontaux ou verticaux, qui ont pu localement déclancher des phénomènes de métamorphisme (zone occidentale de Kalmard): les sédiments du Trias inférieur et moyen ont été recristallisés et on trouvé des traces de métamorphose dans le matériel précambrien.

Les mouvements verticaux provoquent l'émersion définitive du bloc occidental. Ailleurs la mer du Trias supérieur peut envahir la plateforme, qui localement peut même s'éffondrer (zone orientale). La présence d'Ammonites indique que la mer norienne était largement ouverte.

Par contre l'apparition de dépôts charbonneux à l'extrême sommet du Trias et au Lias, montre qu'à nouveau la tendance à la surrection se manifeste sur la plateforme de Kalmard. Elle aboutira localement à une émersion complète au cours de laquelle l'érosion peut faire disparaitre les dépôts du Trias, parfois même le sommet du Permien. On trouve à peu prés partout des lentilles latéritiques à la base du Lias, qui ravinent les assises sous-jacentes.

Aux schistes charbonneux du lias succèdent des couches gréseuses et des calcaires dolomitiques qui ont fourni une faune de Coraux et de Brachiopodes d'âge Toarcien-Bajocien. Ces faunes indiquent un approfondissement de la mer. Mais celui-ci ne dure pas. Du Bajocien moyen au Bathonien moyen, des dépôts détritiques épais, accompagnés de nouvelles couches de charbon, traduisent des influences littorales aux forts apports terrigènes. Le maximum de la régression se situe au Bathonien moyen.

Les dépôts schisteux, détritiques, du Lias (Formation d'Ab-e-Haji), les calcaires et les schistes marins du Toarcien-Bajocien (Formation de Badamu) et les dépôts gréso-charbonneux du Bajocien-Bathonien (Formation de Hojedk) forment donc un cycle sédimentaire complet. L'ensemble de ces trois formations constitue le " Groupe de Shemshak ".

La régression du Bathonien moyen s'accompagne de plissements légers, si bien que le Bathonien supérieur sera transgressif et légèrement discordant. A cette époque, le bassin de sédimentation s'enfonce, et des assises franchement marines succèdent aux dépôts paraliques qui ont dominé depuis la fin du Trias supérieur. Le nouveau régime marin va durer jusqu'au Jurassique terminal et peut être même du Crétacé inférieur.

Les dépôts de cette époque constituent un deuxième cycle sédimentaire. Ils débutent par des calcaires a Ammonites (calcaires de Bidou), puis viennent des marnes (m. de Baghamshah) et des calcaires récifaux (calcaires d'Echallon).

Au sommet de ce dernier niveau, on peut observer un "hard-ground" qui marque une courte interruption sédimentaire. Au dessus viennent des couches peu épaisses de calcaires en plaquettes à Pecten. L'absence de matériaux détritiques et la présence de niveaux gypseux marque l'individualisation progressive d'une sorte de bassin fermé ou d'une baie peu profonde, calme, entourée de zones à faible relief, probablement calcaires.

Les masses épaisses de gypse qui terminent la série montrent qu'à la limite Jurassique-Crétacé les conditions deviennent franchement lagunaires. Elles traduisent une lente remontée du socle qui aboutira à l'émersion définitive de tout le territoire étudié.

Cette émersion s'accompagne ou est suivie d'une énergique phase de plissements qui donne à la région sa structure actuellement visible. L'âge exact de ces plissements ne peut être déduit de l'examen du secteur étudié où manquent les dépôts post-jurassiques. C'est par comparaison avec les autres régions d'Iran que l'on peut admettre qu'il s'agit de plissements fini-jurassiques ou crétacés précoces, que l'on peut qualifier de mouvements néocimmériens.

Les mouvements tertiaires qui affectent les régions voisines (chaîne de Shotori notamment) ont probablement eu des conséquences sur celle de Kalmard, notamment en faisant rejouer des failles, verticales ou décrochantes, mais on ne dispose pas d'éléments suffisants pour les analyser.

La région étudiée constitue un trés bel exemple de plateforme jouxtant un domaine orogénique. Elle montre comment un socle réagit au plissements lointains par une tectonique en mosaïque ou en lanières et comment les oscillations de tous les compartiments se reflètent dans la succession des couches et leurs variations de faciès ou d'épaisseur.

La région de Kalmard est donc une région type pour l'étude des phénomènes épirogéniques.

Le style tectonique est essentiellement commandé par le jeu de grandes failles issues de l'orogénèse assyntique et qui ont fonctionné à de multiples reprises, soit verticalement (mouvements épirogéniques) soit horizontalement, c'est à dire en décrochements, lors des phases de contraction (mouvements orogéniques)

A ces mouvements cassants se superpose un plissement de couverture plus banal, et relativement simple, d'axe grossierement Nord Sud à Nord Est- Sud Ouest.

Les quelques complications locales que l'on peut observer sont dues :

- soit à la présence de gypses (tectonique salifère)
- soit au jeu des compartiments de socle dont les coulissements peuvent déterminer, au voisinage des failles de décrochements, ou entr 'elles, des déviations des axes de plis. C'est ainsi que le compartiment de Cheshmeh (au Sud de la plaine de Tabas) montre des plis Est-Ouest a priori surprenants dans un ensemble de plis surtout Nord-Sud. Il s'explique par le jeu du bloc de Shotori qui, dans son coulissement vers le Sud, a entrainé le bloc de Tabas dans cette direction, déterminant ainsi une contrainte Nord-Sud.

Ainsi sur le plan de la tectonique, la région étudiée dans ce mémoire apparaît aussi comme un exemple typique d'une plateforme encadrée de régions orogéniques : Les contractions s'y traduisent, bien sûr, par des plissements mais surtout par des déplacements horizontaux de blocs le long de décrochements. Ces déplacements entraînent la formation de plis orthogonaux aux déplacements, ou obliques s'il y a couple.

Plus surprenante est l'absence de volcanisme. Elle s'explique probablement par le fait que les mouvements de contraction et de coulissement l'ont toujours emporté sur les mouvements de distension. Il y a là, en tout cas, un caractère qui oppose la région étudiée à celle du bloc du Lut. Malheureusement ce dernier est encore trop mal connu pour que l'on puisse pousser plus loin la comparaison, et surtout qu'on en tire des conclusions qui ne pourraient être que prématurées.

A B S T R A C T

= = = = = = = = = = =

The geological history of the Kalmard area is that of a platform cut into a mosaic of blocks whose vertical displacements governed sedimentation, subsidence, and rock facies.

The oldest formations are fine grained shales and sandstones of the late Precambrian age. They outcrop in two zones : a metamorphic one to the West, and a non metamorphic one to the East. Both metamorphisms and foldings probably date back from the A ssyntic (B aikalian) orogeny. This orogeny was also accompanied or followed by a magmatic intrusion which formed a local metamorphic halo.

One of the main effects of this orogeny was the cutting up of the basement into several compartments (separated by deep faults) which behaved as horst and graben during the Paleozoic. Roughly, it can be stated that the Kalmard region was a rather elevated one with respect to the nearby, much subsiding Shirgesht region. This upper zone features a horst of Kalmard (the future central zone), and a higher horst of Naini, in what will become the western zone. The former is not covered by water until Ordovician times, the latter, until the lower Triassic.

The Paleozoic deposits are those of a platform invaded, probably, from the North, by a shallow sea. The cover begins with the schistose Ordovician deposits (about 400 m), but the sea regresses as early as the middle Ordovician, and emersion continues until the Middle Devonien.

During the Upper Devonien, there again occurs a marine transgression from North to South, with deposits of shallow carbonated sediments lying in apparent conformity upon the Ordovician formations. This is the " Rahdar Formation ". This term was coined to distinguish these thin calcareous facies from the contemporaneous, thick , shaly and marly series of the Shirgesht basin.

The boundary between the Devonian and the Carboniferous is marked by a stratigraphic discontinuity. The lower Carboniferous may lie in cartographic unconformity upon any older formation (Devonian, Ordovician, or Precambrian). Let us observe that, contrary to the two former transgressions, the Carboniferous sea transgressed from South to North. The sediments, mostly carbonated, belong only to the lower Carboniferous (Tournaisian to Namurian); the Upper Carboniferous is not known to occur.

As far the Devonian, the thin (140 m) carbonated series of the Kalmard series can be opposed to the much thicker, shal and sandy formations of the Shirgesht region.

This feature, in conjunction with the presence of a final evaporitic level, led me to give the name of " Gachal Formation " to this Lower and Middle Carboniferous series, in which four successive members, with different facies, can be recognized.

At the lower Permian, the Kalmard platform, which had been uncovered during the whole Upper Carboniferous, is invaled by a shallow sea, where the sedimentation is deeply influenced by several vertical displacements, so that there appear three discontinuities, causing three sedimentary cycles, i.e., three distinct " members ", separated from each other by lateritization levels. Such a Permian is unusual enough to deserve a term formation. I have suggested to call it the " Khan Formation ".

The whole Paleozoic was thus dominated by the unceasing vertical oscillations of the Kalmard platform. These oscillations may reflect the echo of actual orogenic phases then in process elsewhere in the world.

Thus, the Upper Ordovician, and lower to Middle Devonian gap may represent au echo of the Caledonian motions.

The Upper Carboniferous gap, followed by the three Permian oscillations, may be a far - off result of the Hercynian motions. However, no corresponding folding, capable to be a trace of a true orogenic phase, exists in the area studied. This is why there is no unconformity, at the boundary between the Permian and the Triassic but only, once more, a break in sedimentation, and emersion, marked by lenses of bauxite and of fine clay which gouge the Upper Permien surface.

The whole Lower and Middle Triassic deposits exhibit shallow- water sedimentary features. They are remarkably similar to series of the same age which occur in other parts of Central Iran. They consist of shales and of platy limestones (often red-coloured), and of azoic dolomites.

The Upper Triassic (Norian) consists of shales, of sandstones and of sandy limestones, all of which are evidence of a sudden detritic contribution. This contrast with sediments consisting thus far of chemically deposited limestones, together with the unconformity of this Upper Triassic over the Middle Triassic, is proof of ante-Norien tectonic motions, already known in other parts of Iran. We call these Eocimmerian phase.

They were accompanied by horizontal or vertical displacements of blocks, which may have locally triggered metamorphisme phenomenas (Kalmard Western part). The lower and Middle Triassic sediments have recrystallized, and traces of metamorphisms have beenfound in the Precambrian material.

The vertical displacements bring out the final emersion of the Western compartiment. Elsewhere, the Upper Triassic sea invade the platform, which locally may even cave (Eastern zone). The presence of Ammonites shows that the Norian sea was wide open.

On the other hand, the appearance of coaly deposits at the very top of the Triassic and at the Liassic shows a new appearance of the trend towards surrection on the Kalmard platform. It may locally result a complete emersion, during which erosion may remove the Triassic deposits, and sometimes.even the top of the Permian sediments. Laterite lenses, which gouges the underlying beds, can be found nearly every where at the base of the Liassic formations.

The Liassic coaly shales are followed by sandstones and by oolitic limestones which have yielded a faune of Corals and of Brachiopods of Toarcian-Bajocian age. This faune is evidence of a deepening sea. This deepening does not last long. From the Middle Bajocian up to the Middle Bathonien, thick detritic deposits, together with new coal seems, indicate littoral influences with important terrigenous contributions. Maximum regression occurs at the Middle Bathonian.

Therefore, the shaly, detritic, Liassic deposits (Ab-e-Haji Formation), together with the Toarcian-Bajocian marine limestones and shales (Badamu Formation) and the Bajocian-Bathonian sandstones and coals (Hojedk Formation) make up a complete sedimentary cycle Taken together , these three formations make up the " Shemshak Group ".

Slight folding occurs during the Middle Bathonian regression, the Upper Bathonian will thus be transgressive and slightly unconformable.At this time, the sedimentation basin is subsiding; and the paralic deposits which prevailed since the end of the Upper Triassic are succeeded by definitely marine beds. The new marine conditions are going to last till the end of the Upper Jurassic, and, perhaps, of the Lower Cretaceous

The deposits of this period make up a second sedimentary cycle. They begin with Ammonites-bearing limestones (Bidou Limestone), followed by marls (Baghamshah Formation) and by reef limestones (Echellon Limestones).

On the top of this latter level there occurs a hardground which underlines a short break in sedimentation. Above are rather thin beds of platy limestones with Pecten. The lack of detrital material, together with the presence of gypsum levels indicate the gradual individualization of something like a calm, closed basin or shallow bay, surrounded by low - relief, probably calcareous, areas.

The thick masses of gypsum wich complete the series,show that conditions become definitely lagoonal at the Jurassic - Cretaceous limit. They indicate a slow uplift of the basement, ending with total emersion of the whole area studied.

This emersion is accompanied or followed by a strong phase of folding which impresses upon the area the structure it now displays. Lack of post-Jurassic deposits in the area studied does not allow the exact age of these folds to be ascertained there. Comparing with the other parts of Iran, it can be assumed that they are end-Jurassic or early Cretaceous; they may be termed Neocimmerian motions.

The Tertiary motions which acted upon the neighbouring areas,probably also affected the Kalmard area. Specially along the old vertical or strike slip faults, but no sufficient data is available for analyses.

The area study is a very fine exemple of a platform located in the close vicinity of an orogenic domain. It illustrates how a basement reacts to distant folding by the appearance of mosaic or ribbon tectonics, and how the succession and the facies or thickness variation of the beds,mirror the oscillations of old the compartiments.

The Kalmard area is therefore a type area for the study of epirogenic phenomens.

The tectonic style is mostly governed by the motion up the great faults born from the Assyntic orogenese; they moved many times, either vertically (epirogenic motions), or horizontally, i.e. strike slip faulting, during the contraction phases (orogenic motion).

A more common glance, relatively simple, roughly North-South to North-East - South West, cover folding, is superimposed upon these breaking motions.

The few local complication which can be observed are

- either by the presence of gypsum (saliferous tectonics)
- or by the motion of the basement compartiments, whose may cause the axes of the folds to deviate near or between the strike slip faults.

Thus, the Cheshmeh compartiment (South of the plain of Tabas) exhibits East- West trending folding. At first glance this feature is surprising in a set of mostly N - S folds. It can be explained by the southward sliding of the Shotori compartiment, which dragged the Tabas compartiment in the same direction, thus causing a North - South compression.

Thus, from a tectonic point of view, the area studied also appears as a typical example of a platform framed by orogenic areas. Of course, contractions cause folding, but they mostly cause horizontal motions of compartements along strike slipe faults. These displacements cause the formation of orthogonal folds, or of oblique folds, if there is a torque.

The lack of volcanism is more surprising. It probably can be explained by the fact that contraction and sliding motions always prevailed upon distension motions. At any rate there is a feature which contrasts the area studied to that of the Lut Compartiment. Unfurtunately, the latter is still too little known to allow further comparaison and all for condition to be drawn, as they would necessarily be premature.

Photo prise de satellite, montrant le terrain étudié entre la chaine de Shotori-Ozbak-Kuh à l'Est et le Grand-Kavir à l'Ouest.

Le carré indique les limites de la feuille Tabas au 250 000, et a 125 km de côté.

Chapitre I

INTRODUCTION

A - BUT ET METHODES DE L'ETUDE

La région de Kalmard est située dans la partie orientale de l'Iran Central, entre le bassin désertique du grand Kavir à l'Ouest et celui, plus réduit, de Tabas à l'Est. Il s'agit d'un ensemble montagneux trés aride, qui tire son nom d'un ancien caravansérail situé sur la route de Yazd-Tabas.

Le service géologique d'Iran avait eu l'occasion, ces dernières années, de faire étudier en détail la chaîne de Shotori, prés de Tabas, à l'Est, et la région (surtout précambrienne) de Posht-e-Badam, à l'Ouest. Entre ces deux ensembles, il restait donc un vide qui m'a été confié en 1970. Ce travail a été réalisé dans le cadre des activités normales du Service Géologique, mais certains aspects ont été développés, notamment les relations avec les régions voisines, de façon à lui donner la forme d'une thèse de Doctorat d'Etat soutenue à Grenoble en 1975.

Les travaux sur le terrain ont débuté en 1970 et ont fait l'objet de campagnesde terrain. L'aridité de cette région et l'absence de végétation ontconsidérablement facilité l'observation, et permis l'utilisation systématique des photographies aériennes. Par contre, le travail sur le terrain a été rendu pénible par la chaleur - intolérable des journées d'été et le froid rigoureux des nuits d'hiver. Les seules saisons où les missions étaient possibles, étaient donc le printemps et l'automne. Les levés cartographiques ont été faits sur les photos aériennes, à une échelle voisine de 1.50.000. Ces photos ont été exécutées en 1955 par A.M.S. Le canevas topographique et les contours ont été ensuite reportés sur un fond au 100.000, d'aprés la méthode des fentes radiales, avec un appareil stéréotopographique. La carte au 250.000è jointe au mémoire (feuille Tabas) n'est que la réduction de l'assemblage au1/100.000e. La feuille Tabas comprend, en plus du secteur que j'ai levé :

Au Nord Est:

1) Une partie de la chaine de Shotori, qui a été dessinée d'aprés les rapports du G.S.I. n°3 (Stöcklin et al.1965) et n°4 (Ruttner et al.1968).

Au Sud Ouest:

2) La région de Posht-e-Badam , qui a été dessinée d'aprés le levers de Haghipour au 100.000e (1974).

En dehors du travail de terrain, de nombreux échantillons ont été étudiés dans différents laboratoires : les plaques minces et les lavages de marnes ont été effectués au Service Géologique d'Iran, étudiés sur place ou en France par divers spécialistes. Il en a été de même de tous les fossiles recueillis

B - HISTORIQUE DES ETUDES

Avant cette étude, la région de Kalmard n'a fait l'objet d'aucune description systématique et synthétique.

Cette région, de 7500 kilomètres carrés, était donc pratiquement vierge quand j'en ai abordé l'étude aux points de vue surtout stratigraphique, paléogéographique, tectonique, et, évidemment cartographique.

Seules quelques observations partielles avaient été faites par mes prédécesseurs le long de la route Yazd-Tabas.

C'est notamment le cas de S.Hedin (1906) qui traversa la région en allant du Sud du Grand Kavir à Tabas. Sa publication comporte quelques coupes schématiques et une description plus géographique que géologique.

Stahl (1911), Clapp (1940), Furon (1941), Gansser (1955) ont également apporté quelques détails observés le long de la route principale. Mais leurs publications sont surtout faites de considérations générales sur l'histoire de l'Iran Central.

En 1960, la National Iranian Oil Company (N.I.O.C.) envoyait une mission de reconnaissance dans le Nord du bloc de Lut, comprenant notamment J.Stöcklin. Le rapport et la carte géologique provisoire au 500.000e annexée, englobent la moitié méridionale de la région de Tabas.

Une autre mission de la N.I.O.C. dirigée par Moshtaghian, a eu pour but la prospection d'éventuelles ressources naturelles. Une mission plus récente de même compagnie n'a fait, à ma connaissance, l'objet d'aucun rapport.

Quelques observations ayant trait plus ou moins directement à la région de Kalmard, se trouvent dans le rapport n°3 (Stocklin et al.1965,1971) concernant la chaine de Shotori, et le rapport n°4 (Ruttner et al 1968) consacré au bassin de Shirgesht. Enfin la thèse de Haghipour (Grenoble 1974), qui traite des terrains cristallins ou métamorphiques du Précambrien, et de leur couverture sédimentaire dans la région de Posht-e-Badam, a apporté de précieux éléments de comparaison avec la région de Kalmard.

C - GEOGRAPHIE

Limite et orographie

La région couverte par cette étude forme un rectangle d'environ 15 000Km2. Elle se situe dans la zone désertique de l'intérieur de l'Iran, entre les longitudes Est 55°.30' et 57°,00' et les latitudes 33°.00' et 34° 00' Nord.

Au point de vue orographie, le relief dépend étroitement de la nature du substratum géologique et des climats qui se sont succédés au cours des temps (Fig.1). Actuellement cette région possède trois types principaux de relief qui correspondent aux trois principales zones tectoniques :

a - Plaines désertiques à l'Ouest et à l'Est.
b - Partie montagneuse méridiane.
c - Partie semi-désertique orientale.

a) Les plaines désertiques : caractéristiques de l'Iran central, couvertes de limons et de sel, ces plaines forment les limites orientale et occidentale du territoire étudié. La plaine occidentale est l'ultime prolongement Sud-Est du "Grand Kavir". De nombreuses dunes de sable ceinturent cette dépression, en barkhanes plus ou moins isolées ou en véritables "ergs". La plaine orientale est un bassin désertique intramontagneux, le "Bassin de Tabas", dont la partie centrale est occupée par un lac salé pendant les saisons humides, lac qui disparait pendant les saisons sèches. L'altitude de ces deux bassins ne dépasse pas 600 m.

b) La partie montagneuse : Elle est continue du Nord au Sud et comporte des sommets dépassant 2000 m. Cette partie est caractérisée par des chaines plus ou moins allongées dans le sens Nord-Sud, séparées par des plaines recouvertes de graviers alluvionnaires. Les points culminants sont constitués, au Nord, par les dolomies du Trias moyen (2118m d'altitude - oleh Cheshmeh Khadijeh), ou les roches carbonatées du Permien (2130m au oleh Hosseini)

c) Partie semi désertique : la partie Est et Sud Est de la région étudiée est aride et semi désertique. L'altitude maximum ne dépasse pas 1900 m au Kuh-e-Kamar Mehdi formé par la dolomie du Trias moyen.

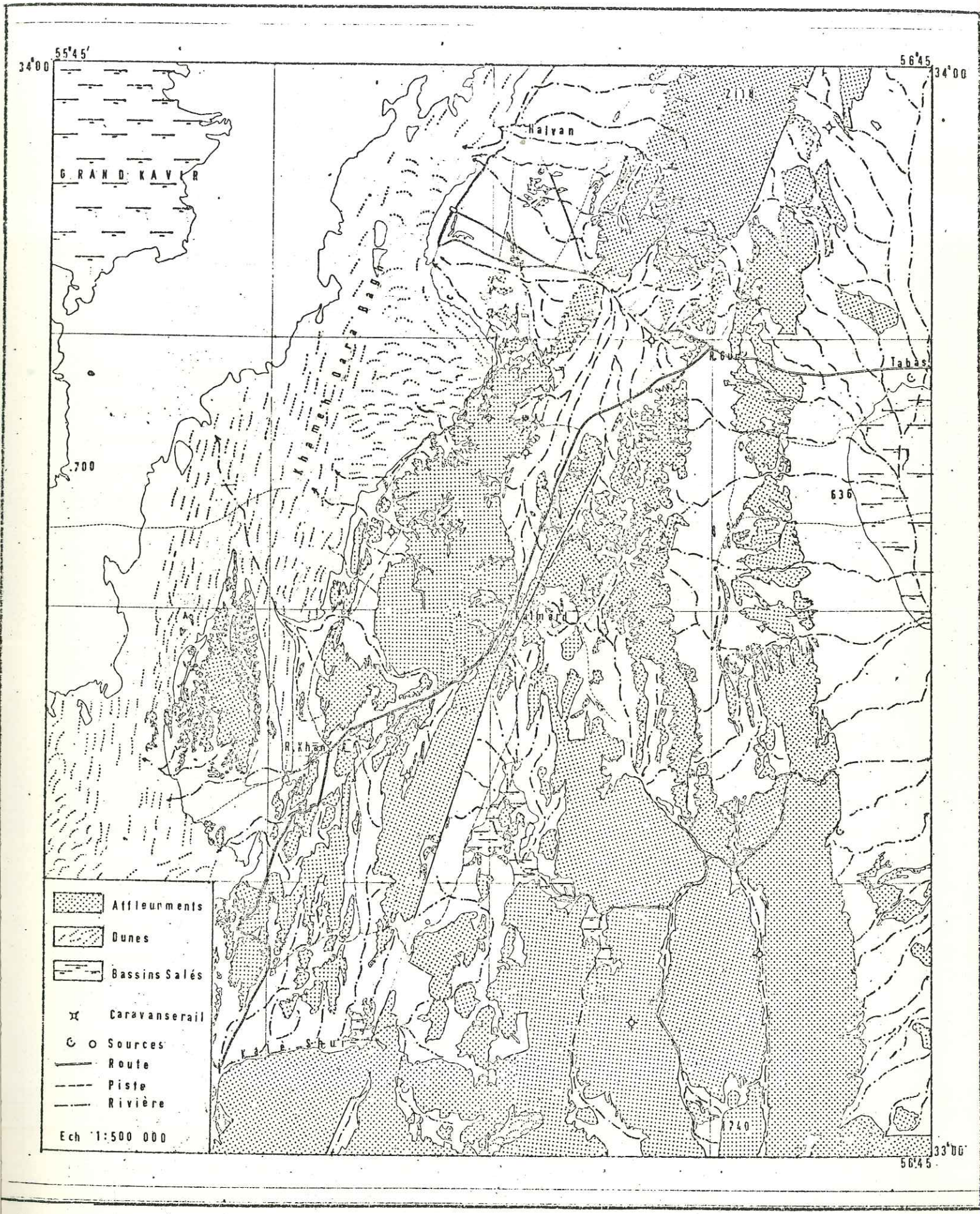


Fig. 1 - Carte orographique de la région de Kalmard.

Hydographie et sources

L'existence des deux bassins désertiques à l'Ouest et à l'Est des affleurements, où les eaux se perdent dans les dépressions salées, entraîne celle de deux réseaux hydrographiques distincts et contrôle la répartition des vallées. En raison du climat, les cours d'eaux ne sont pas permanents et l'eau ne coule qu'immédiatement aprés les pluies pour aller se perdre dans les plaines désertiques.

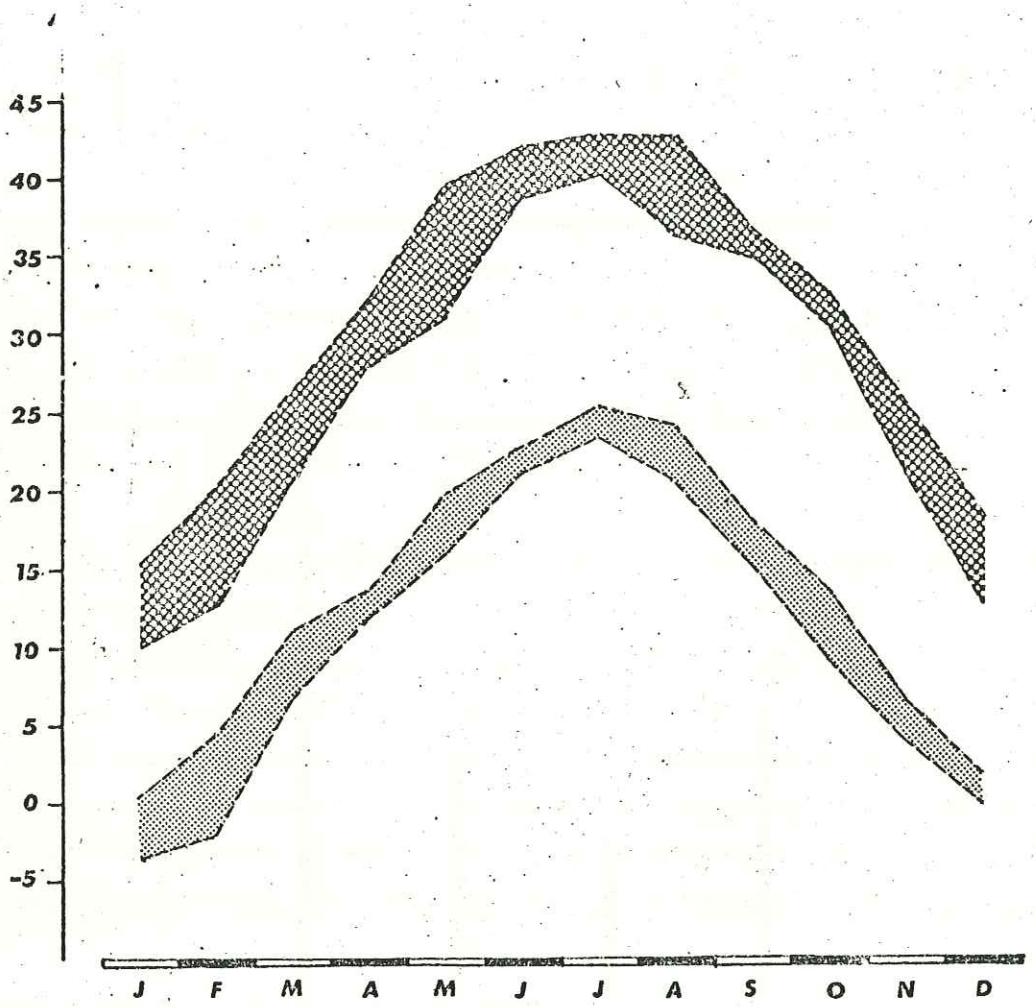
A cause de la rareté des pluies, les sources naturelles sont réduites à quelques émergences au débit généralement trés faible, et dont les eaux sont salées et non potables. Les habitants utilisent, en général, l'eau collectée par un système de canaux souterrains creusés dans les alluvions, grâce à une sucession de puits, pour atteindre la nappe aquifère (Khanats).Il n'y a pas de nappe aquifère continue et ces canaux atteignent seulement des eaux souterraines dispersées et peu profondes,donc encore minéralisées et salées. Dans certains villages et aussi le long de la route Tabas-Yazd, les indigènes utilisent l'eau de pluie recueillie dans des citernes creusées à la main et couvertes d'un toît en voûte (Hawz).La réserve d'eau de ces citernes dépend directement de l'abondance des pluies.

Climat :

Dans l'ensemble, la région de Kalmard-Tabas, présente un climat trés sec, la saison humide se limite principalement au début du printemps et à l'hiver. Le reste de l'année, la région est sèche. En été, pendant la journée, la température dépasse 48° et descend considérablement la nuit. Cette chaleur se répercute trés défavorablement sur les sources d'eau et également sur la végétation naturelle. Dans les plaines désertiques, en raison de la forte chaleur, le climat est plus sec qu'ailleurs. Un vent permanent souffle du Nord au Sud, parfois assez violent pour soulever les sables et provoquer une vraie tempête et des tornades de poussières. Le massif central, où l'altitude dépasse 2000 mètres, reçoit plus de pluie et même un peu de neige en hiver. Il présente un climat à la fois continental et montagneux.

Les diagrammes(cf.fig.2) indiquent les variations de la température moyenne maximal et minimal pour la période 1969 - 1973.

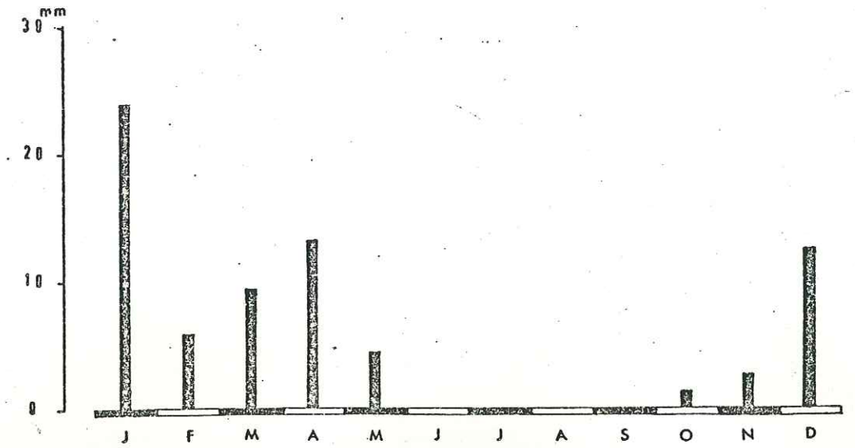
Le régime des pluies est trés irrégulier, la hauteur annuelle des précipitations trés faible(71 mm a Tabas). Fréquemment la pluie ne tombe qu'un an sur deux. L'étude des données climatologiques à la Station de Tabas entre les années 1969-1973 montre que le mois de Janvier, avec une précipitation moyenne de 23,7millimètre est le mois le plus humide etles mois de Juin, Juillet, Août et Septembre sont les plus secs (diagramme A .Fig.3).



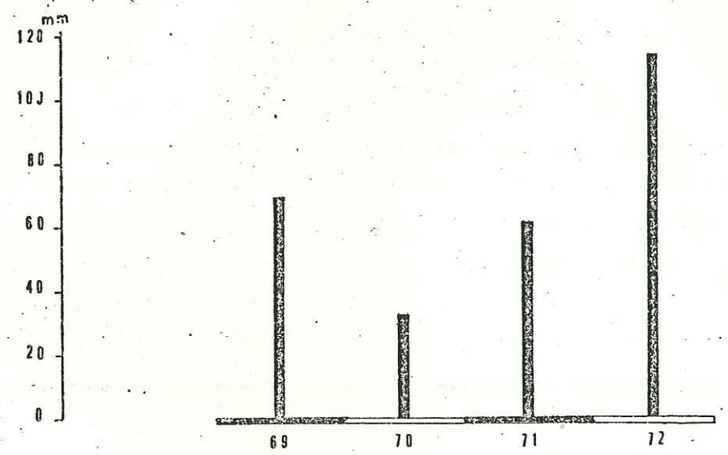
Variation de la moyenne maximale de la température pour les années 1969-1973

Variation de la moyenne minimale de la température pour les années 1969-1973.

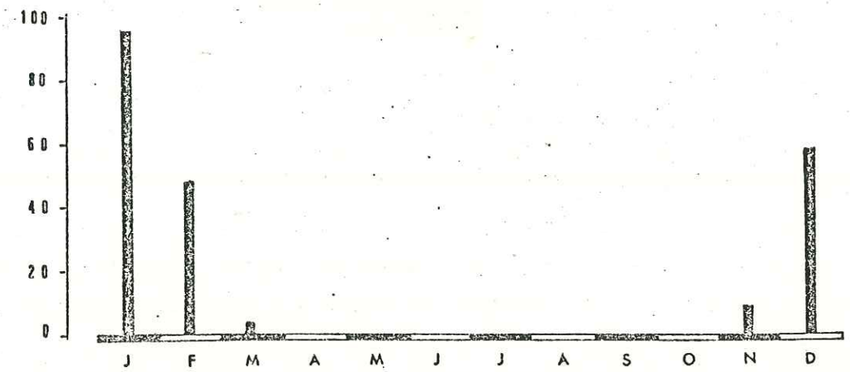
Fig. 2



A - précipitations moyennes mensuelles.



B - précipitations annuelles.



C - Total de jours de gelées pour les années comprises entre 1969-1973.

Le diagramme B de la même figure fait apparaître que les précipitations annuelles de cette région varient entre 113' millimètres pour l'année 1972 et 30 millimètres pour l'année 1970. Au point de vue des jours de gelées, comme l'indique le diagramme C pour les années comprises entre 1969 - 1973, le maximum se situe au mois de Janvier (96 jours). Pendant les mois d'Avril à Octobre la température ne tombe jamais à zéro.

Végétation - Faune

La végétation naturelle se limite seulement à quelques arbustes (en particulier des amandiers et des pistachiers) et à des buissons dans la plaine et autour du " Grand Kavir ".

Excepté la ville de Tabas et sa banlieue situées au pied de la chaîne de Shotori, qui reçoivent une grande quantité d'eau fraîche et où l'on a planté beaucoup de palmiers et d'agrumes (orangers, citronniers), il n'y a pas d'arbres dans cette région.

Les cultures se limitent principalement aux céréales, spécialement le blé et l'orge. Le cheptel est représenté par les moutons, les chèvres et les chameaux. La faune sauvage se limite à des gazelles, des lièvres et des léopards.

Population

A l'extrémité Est de la région, la ville de Tabas avec plus de 8000 habitants, occupe une situation d'oasis remarquable au milieu d'un bassin désertique. Tabas est le centre commercial et administratif, avec un petit aéroport. Aux environs, la population se disperse dans plusieurs villages localisés au voisinage de petites sources, et séparés les uns des autres par de larges plaines alluvionnaires caillouteuses, complètement sèches. Les villages sont surtout situés le long de la route principale, Tabas-Yazd. Ce sont ceux du Caravanserail de Robat-e-Gur (seulement un foyer), du caravanserailde Kalmard (3 familles), de Robat-e-Khan (15 foyers). Il faut mentionner aussi le village de Halvan, à l'Est du " Grand Kavir ".

La sécheresse et la pauvreté de la région sont les causes principales du déclin des villages et de leur dépeuplement.

Voies d'accès

Parmi les voies de communications, trois voies principales permettent d'aller de Téhéran à la région de Tabas (fig. 4).

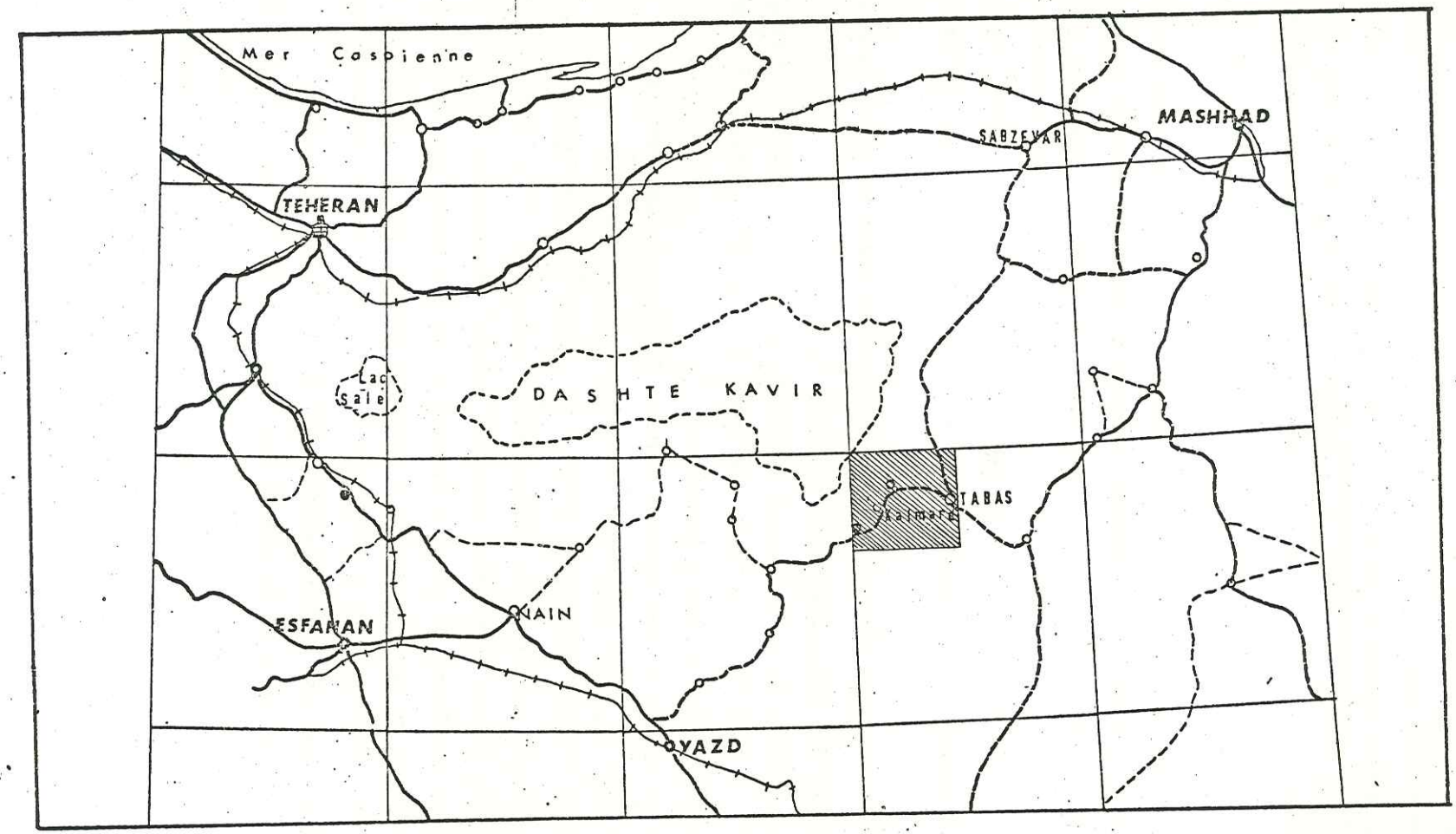
a) Téhéran-Yazd (Route de 2ème classe)

b) Téhéran Sabzevar - Tabas

c) Téhéran -Mashhad - Tabas

La meilleure est la première par Saghand (160 km de Yazd) et Posht-e-Badame (230 Km de Yazd - Tabas 404 Km).

En plus de cette voie d'accés principale, il existe un réseau de pistes suivies par les camions qui desservent les gisements de charbon. Les véhicules peuvent atteindre le pied des montagnes en remontant les grands cônes alluvionnaires ou les ravins qui les entaillent.



o Ville

Route asphaltée

Route empierrée

Chemin de fer

Fig. 4 - Carte montrant la situation géographique et les voies d'accès de la région de Kalmard.

D - INTRODUCTION STRUCTURALE

Avant de décrire en détail la région étudiée, il convient de la replacer dans le cadre stucturel général de l'Iran.

La région de Kalmard-Tabas se situe dans la zone de l'Iran Central, sur la marge occidentale du bloc du Lut (fig.5).

Rappelons que l'Iran Central, dans le sens de J.Stöcklin, correspond à une zone de forme triangulaire limitée au Nord, par l'Elbourz, à l'Est par le bloc du Lut et à l'Ouest et au Sud Ouest par la zone de Sanandaj-Sirjan. La limite avec celle-ci est marquée par une série de dépressions alignées (Rezayieh, Gavkhouni, Jaz Murian).

A son extrémité Est, on y distingue une sous-zone particulière, exondée à la fin du Crétacé supérieur, et que J.Stöcklin a désignée sous le nom de "Partie Est de l'Iran Central". Ce secteur est bordé au Nord, à l'Ouest et au Sud Ouest par une grande faille à trajet recourbé, la faille de Doruneh (Wellman, 1966), jalonnée par une zone à "coloured melange" discontinue. Une série de failles sub-parallèles à celle de Doruneh, atténuent sa courbure et se suivent vers l'Est jusqu'à la faille bordière, NS, de Naiband, qui forme la limite orientale de cette sous-zone, au contact du bloc du Lut.

La partie Est de l'Iran Central montre certaines particularités .

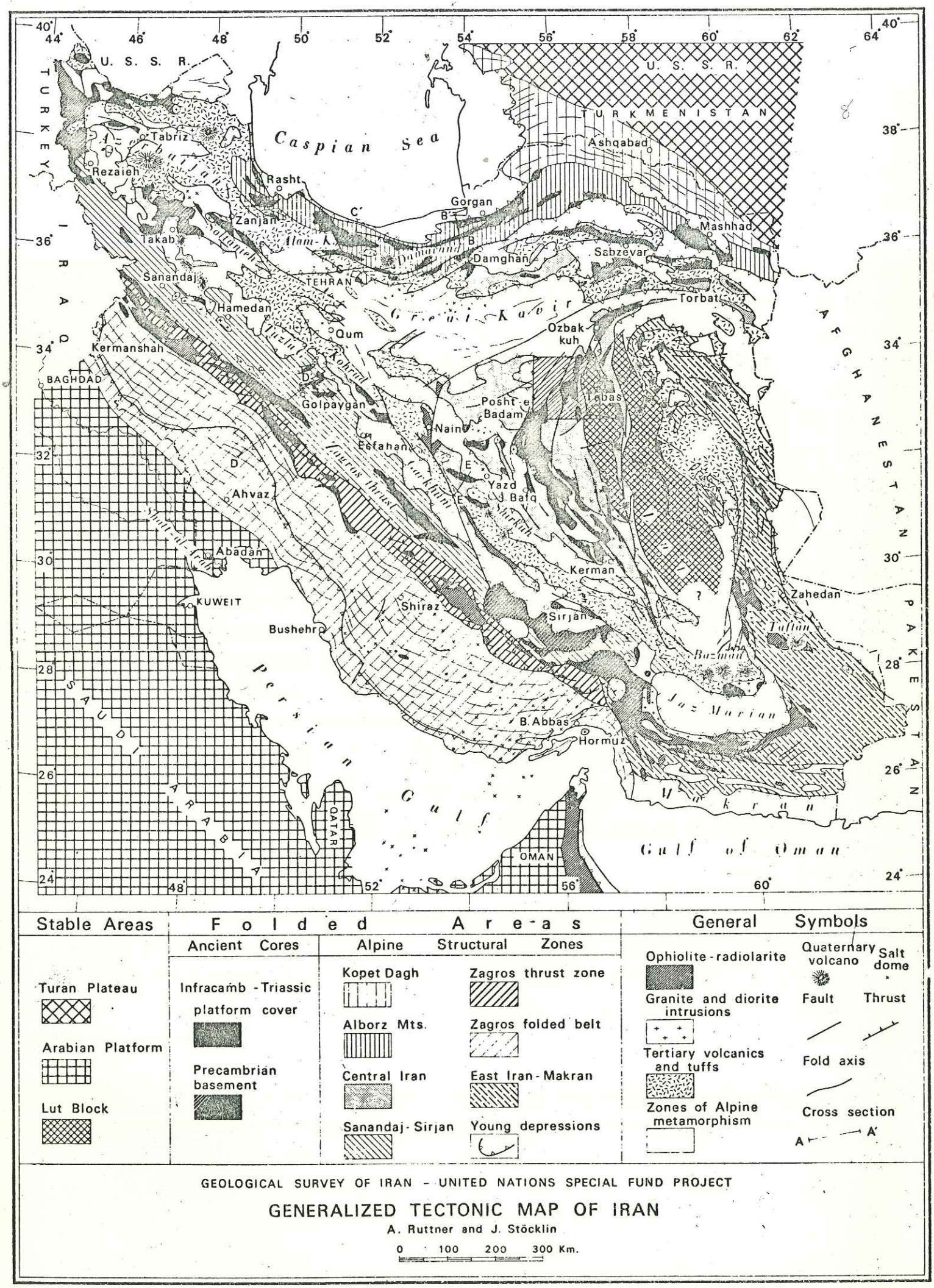
- des affleurements de socle précambien
- un style tectonique en mosaïque de blocs séparés par des zones d'écailles
- la prédominance de faciès d'eau profonde et de séries souvent lacunaires, traduisant des conditions de plateforme .

Ces particularités distinguent cette région du reste de l'Iran Central.

D'aprés Takin (1972), cette région, ainsi que le bloc du Lut, formeraient un microcontinent au sein de la grande plaque eurasiatique. Ce microcontinent aurait été individualisé au Mésozoïque lors du craquèlement qui a amené la formation de la Tethys. Il a du être entouré alors par une mer de type Mer Rouge. Les "mélanges colorés" que l'on trouve le long de la faille bordière "Doruneh-Naini-Esfandaheh" et aussi à l'Est du bloc du Lut, sont apparemment la trace de ces "rifts" qui ont été refermés au début du Tertiaire par suite du déplacement vers le Nord du continent afro-arabe.

Il est probable qu'au sein de ce microcontinent, il faille séparer le bloc du Lut, apparemment stable, de la série des petits blocs mobiles qui le ceinturent à l'Ouest.

Les choses sont probablement plus complexes, car le"bloc du Lut" n'est certainement pas une zone aussi stable qu'on le croit généralement : l'énorme volcanisme andésitique qu'il supporte, montre bien qu'à sa verticale il s'est produit des pertubations de la croûte profonde. Nous y reviendrons dans le chapitre des conclusions.



GEOLOGICAL SURVEY OF IRAN – UNITED NATIONS SPECIAL FUND PROJECT

GENERALIZED TECTONIC MAP OF IRAN

A. Ruttner and J. Stöcklin

FIG. 5—Generalized tectonic map of Iran, based on geological map of Iran (National Iranian Oil Co., 1959) and all information available to 1967.

Notre région d'étude se trouve à la limite Ouest du bloc du Lut, dans la zone "mobile" de l'Est de l'Iran Central.

Au cours de l'orogenèse précambrienne, les formations les plus anciennes de cette contrée ont été plissées selon des directions Nord-Sud, et plus ou moins métamorphisées. Les structures Nord-Sud, ont eu une grande influence sur le déroulement des évènements ultérieurs. Car le socle primitif s'est trouvé divisé en différents blocs allongés Nord-Sud, qui ont joué en horsts et grabens. Ces blocs étaient séparés par de grandes failles le long desquelles s'est fait ce jeu vertical, ce qui explique les discontinuités, les changements de faciès et d'épaisseur, les plissements d'orientation différente, les actions métamorphiques et les activités volcaniques locales.

De l'Infracambrien jusqu'au Trias moyen, le socle précambrien a été recouvert par des sédiments marins épicontinentaux comme toutes les autres régions d'Iran. Pendant cette longue période, les évènements tectoniques se sont limités à des mouvements épirogéniques verticaux entraînant des lacunes stratigraphiques des séries sédimentaires. Au Mésozoïque, la sédimentation marine est devenue un peu plus profonde et quelques phases de vrais plissements ont traduit les premiers évènements de l'orogénèse alpine. La région a émergé définitivement au Crétacé aprés une phase de plissement relativement importante qui lui a donné les grands traits de sa structure visible. L'histoire tertiaire ne verra que les contrecoups, en général cassants, des évènements qui affectent alors les régions voisines (plissements de la chaîne de Shotori par exemple), ainsi que des coulissements longitudinaux liés à l'ouverture du "Rift" de la Mer Rouge et transmis par le bloc arabe.

E - APERCU STRUCTURAL SUR LA GEOLOGIE DE LA REGION ETUDIEE

Les caractères stratigraphiques et tectoniques de la région étudiée permettent d'y distinguer trois zones principales séparées par des failles longitudinales. Chaque bloc s'est trouvé ainsi isolé du voisin et a pu avoir un jeu propre , en général vertical, de type horst ou graben, mais des coulissements longitudinaux ont certainement dû se produire aussi.

Grâce à ces failles, on a eu, tout au long de l'histoire paléozoïque ou mésozoïque (au moins au Trias-Jurassique), coexistence de zones hautes, exondées, et de bassins plus ou moins subsidents envahis par une mer toujours peu profonde.

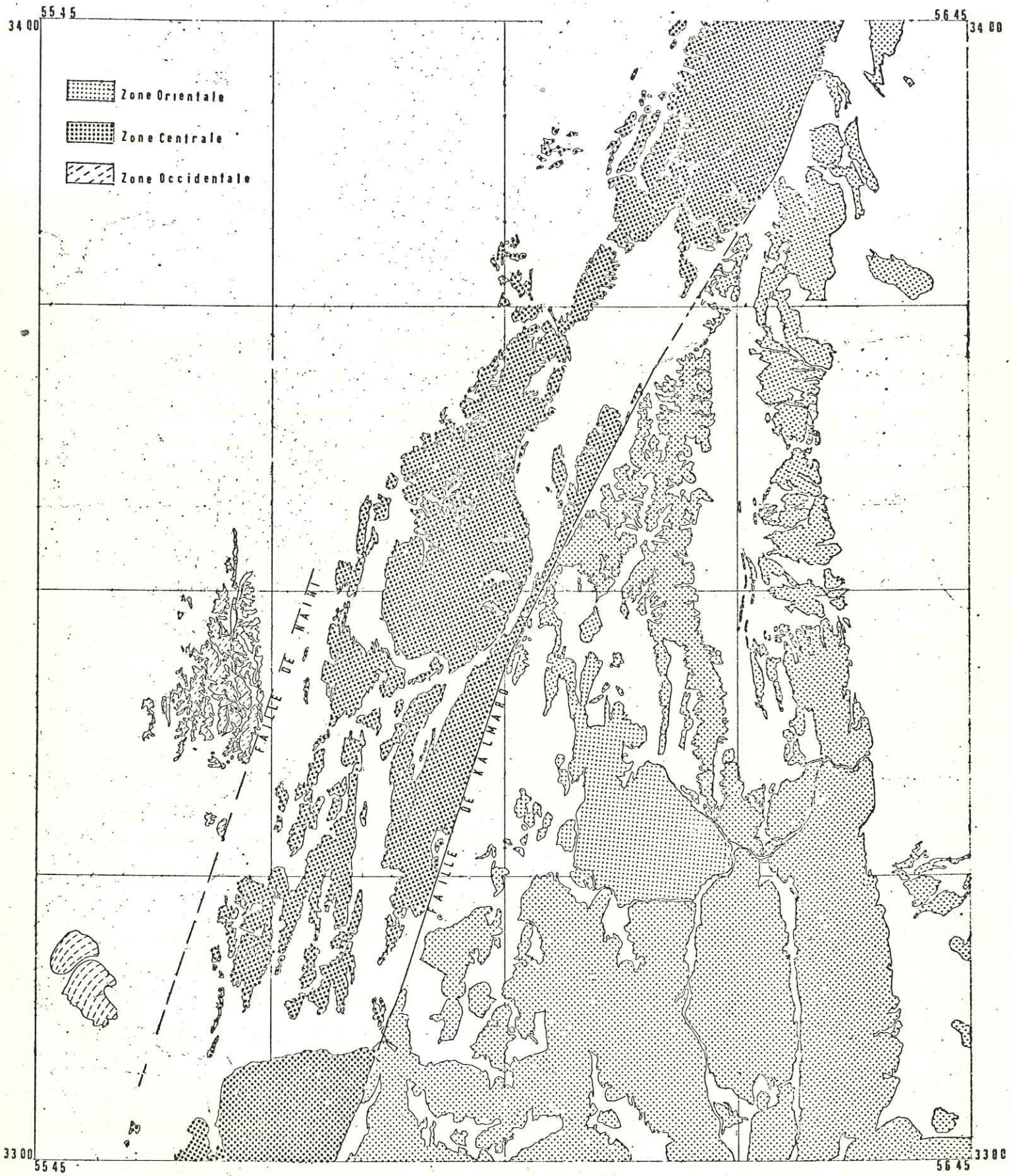


Fig. 6 - Croquis montrant la position des différentes zones structurales de la région de Kalmard. Ech. : 1/500 000°.

Autrement dit, de part et d'autre de ces failles, l'histoire structurale et le style tectonique, l'épaisseur et les faciès des séries sont différents (voir tableau 1).

Ceci dit, depuis le grand Kavir à l'Ouest, jusqu'au bassin de Tabas à l'Est, la région de Kalmard se laisse diviser en trois parties (Fig.6):

- une zone occidentale
- une zone centrale
- une zone orientale

1) La zone occidentale (ou Horst de Naini)

Elle comporte un socle précambien métamorphique qui est la marge Est de celui de l'Iran Central. Au dessus viennent directement, et seulement, les sédiments schisteux et carbonatés du Trias inférieur et moyen, c'est à dire que l'Infracambrien, le Paléozoïque, et toutes les formations post-Trias moyen manquent dans cette région. Elle est donc caractérisée par deux longues périodes d'émersion: (de l'Infracambrien au Trias inférieur- et du Trias moyen à l'époque actuelle),qui confèrentà cette zone occidentale un caractère de horst (Horst de Naini).

La grande faille qui la limite à l'Est, malheureusement cachée sour les formations récentes, (faille de Naini-Kuh-Banan) est certainement d'origine ancienne puisqu'elle sépare un domaine où le Précambrien est métamorphique à l'Ouest, d'un autre où le Précambrien ne l'est pas.

2) La zone centrale (ou Horst de Kalmard)

Elle forme une sorte de barrière étroite, encadrée par les deux occidents majeurs de Naini, à l'Ouest, et de Kalmard, à l'Est; on y voit un socle précambrien peu ou pas métamorphique, qui est resté émergé jusqu'à l'Ordovicien. Ceci l'oppose au bassin subsident de Shirgesht (au Nord Est), pourtant tout proche, mais souligne bien le jeu en horst et graben de toutes ces zones.

La sédimentation marine y reprend avec l'Ordovicien, mais pendant tout le reste du Paléozoïque, on y observe des dépôts plus ou moins continus, mais à faciès différent de ceux des régions voisines.

C'est seulement au Trias et au Jurassique qu'une certaine homogénéisation des faciès se produit. L'émersion finale intervient à la fin du Jurassique.

3) La zone orientale

Elle est limitée par la faille de Kalmard à l'Ouest, et à l'Est par un accident masqué sous le Quaternaire, mais dont l'existence est trés probable, car immédiatement à l'Est de la zone orientale, vient le bloc effondré de la plaine de Tabas.

Les terrains les plus anciens sont seulement permiens et sont assez analogues à ceux de la zone précédente. Au dessus vient un Trias complet, ce qui contraste avec les zones précédentes ou le Trias supérieur est inconnu.

Au Jurassique, la zone orientale prend un caractère plus subsident qu'au Paléozoïque, et il s'y dépose une série jurassique épaisse et pratiquement complète. Elle émerge définitivement à la fin du Jurassique, sauf dans son prolongement méridional (hors des limites de la région étudiée) où la mer reviendra une dernière fois à la fin du Crétacé.

Ces trois zones forment la région que j'ai cartographiée en détail et qui couvre l'essentiel de la feuille Tabas au 250.000e. Comme ce travail peut être considéré comme le mémoire explicatif de cette feuille, je serai amené à évoquer, tant dans la partie stratigraphique de cette étude que dans la partie tectonique, les autres zones structurales qui interviennent également dans cette feuille, mais sur de petites surfaces. Ce sont :

- la région de Posht-e-Badam au Sud Ouest (Haghipour, 1794)
- la chaine de Shotori au Nord-Est (Stöcklin et al.1965)
- la zone de Shirgesht au Nord (Ruttner et al.1968)

A G E	Zone occidentale			Zone centrale				Zone orientale			
	épaiss	Lithologie	Formation	épaiss	Lithologie	Formation		épaiss	Lithologie	Formation	
Quaternaire											
Tertiaire											
Crétacé											
Jurassique supérieur								+500 -	Gypse	gypse de Magou	G. de Magou
								±90	Calcaire	C; de Nar	
				+300 -	calcaire	C à Pecte	G. de Magou	+1200 -	Calcaire	c. à Pecte	
								±200	Calcaire	c d'Eche	
Jurassique moyen				±200	Marne	F de Bagha		+500 -	Marne	c. de Baghamsk	
				± 40	calcaire	c de Bidou		+ 50 -	Calcaire	c. de Bidou	
				±200	Grès	F de Hojedk	G. de Shemshak	+700 -	Grès	c. de Hojedk	G. de Shemshak
				+ - 300	calcaire sch., grès	F de Badamu		+50 -	Calcaire	F. de Badamu	
Jurassique inférieur				+350 -	sch., grès	F. de Ab-e-Haji		+400 -	sch., grès	F. de Ab-e-Haji	
Trias supérieur								+450 -	sch., grès, calcaire	F. de Naiband	
Trias moyen	110 m	Dol. cristallisé	Form. de Shotori	+180 -	Dolomie	F. de Shotori		+450 -	Dolomie	F. de Shotori	
Trias inf.	100 m	schistes calcaires	Form de Sorkh Shale	+ -180	calcaire schiste	Form. de Shorkh Shale		+ 70 -	calcaire schiste	F. de Sorkh Shale	
Permien				+400 -	calcaire dolomie	F. de Khan		+350 -	calcaire dolomie	F. de Khan	
Carbonifère sup.											
Carbonifère inf.				+140 -	calcaire dol. gypse	F. de Gachal					
Dévonien sup.				+ 60 -	cal. et dol.	F. de Rahdar					
Dévonien moy. inf.											
Silurien											
Ordovicien				+400 -	sch., calc.	F. de Shirgesht					
Cambrien											
Infracambrien											
Précambrien	+1000 -	sch. à tachés	F. de Tashk	+1000 -	sch., grès	F. de Kalmard					

INCONNU
A
L'AFFLEUREMENT

Tableau n° 1 - Les séries stratigraphiques dans les différentes zones de la région de Kalmard

Chapitre II

STRATIGRAPHIE

A - LE PRECAMBRIEN

A) GENERALITES

Il est fait de roches métamorphiques ou non suivant les zones. Leurs lithologie est également variable. on distinguera donc :

- un Précambrien métamorphique, dont l'épaisseur apparente dépasse 5 000m, avec des gneiss, des amphibolites, des quartzites.
- un Précambrien peu ou pas métamorphique, dont l'épaisseur apparente est de l'ordre de 1000m, avec des schistes pélitiques. Si le sommet n'est pas du tout métamorphique, la base l'est légèrement.

Le Précambrien est partout plissé, et l'Infracambrien repose en discordance sur ces plis. Le plissement est donc bien précambrien et on le rattache en général à la phase assyntique, bien qu'il puisse être plus ancien. La relation entre les séries métamorphiques et celles qui le sont peu ou pas, est un problème difficile. Dans la plus grande partie de l'Iran, il y a passage progressif de l'un à l'autre, si bien qu'on ne peut pas les séparer. Toutefois à Golpaigan, O.Thiele et al.(1967) ont décrit une série non métamorphique recouvrant en discordance les schistes métamorphiques et les amphibolites.

Même observation à l'Est de Takab, au Sud de Mianeh, où Pellissier et al. (1967) ont trouvé un Précambrien non métamorphique, recouvrant en discordance, par un horizon arkosique, des séries métamorphiques.

De même vers le haut, si la discordance avec l'Infracambrien est la règle presque générale, on connaît des cas où elle ne s'observe pas (l'Elbourz).

Dans la région de Kalmard, le Précambrien métamorphique est séparé du non-métamorphique par une grande faille. L'interprétation est donc difficile. Peut-être s'agit-il de deux compartiments dont le comportement a été différent lors de l'orogenèse assyntique, une série ayant été métamorphisée et l'autre non. Mais il est plus probable que les deux séries étaient en fait identiques : l'un des deux compartiments, surelevé, a vu l'érosion lui enlever les parties supérieures peu ou pas métamorphiques de sa série, si bien qu'il n'est resté à l'affleurement que leur substratum plus fortement transformé.

Autrement dit, le Précambrien de Kalmard représenterait la partie supérieure du complexe trés métamorphique de Posht-e-Badam. Cette hypothèse est confirmée par l'existence des deux faciès, en continuité, au Kuh-e-Tashk (Haghipour -1974-)

B) DESCRIPTION DU PRECAMBRIEN ET DE LA REGION DE KALMARD

Il est assez homogène et monotone, ce qui est classique dans tout le Précambrien situé à l'Ouest de la région étudiée. Le faciès général est schisteux (géosynclinal) mais le métamorphisme est plus fort à l'Ouest qu'à l'Est comme on l'a dit.

La série métamorphique de notre zone occidentale se retrouve dans la région de Saghand et de Posht-e-Badam où elle a été dénommée "Formation de Tashk". Nous adopterons donc ce nom ici. La série non métamorphique de l'Est étant plus originale, sera dite Formation de Kalmard.

1) La formation de Tashk

Elle affleure dans la zone occidentale de Kalmard sous la forme de collines noirâtres émergeant des sables du bord Sud du grand Kavir (Kuh-e-Naini,Choghuk).

Dans la région de Saghand-Posht-e-Badam , la formation de Tashk surmonte, par l'intermédiaire d'un puissant ensemble de sédiments détritiques et volcano-détritiques, un complexe fortement métamorphisé (gneiss,amphibolites, etc...) -

Ce socle manque complètement dans la région du Kuh-e-Naini où la Formation de Tashk, seule visible, est une série monotone de Schistes tachetés contenant des intercalations de roches quartzitiques. L'analyse de cet ensemble est rendu difficile par la mauvaise qualité des affleurements.

Ces schistes sont associés à une masse intrusive de granodiorite (Est du Kuh-et-Naini) qui y a développé une auréole de métamorphisme de contact.

Pétrographie

Macroscopiquement, la roche est généralement à grain fin et fortement microplissée, de couleur grise à verte, avec une patine sombre donnant aux reliefs une teinte noire caractéristique.

On peut y distinguer des roches détritiques et des schistes tachetés.

a) les roches détritiques. Elles représentent des intercalations au sein des secondes. Ce sont des micro-quartzites à grain trés fin.

Minéraux

1) Quartz en cristaux xénomorphes, à grain grossier, la plupart étirés - ou en aggrégats, à grain fin.

2) Biotite - variété brune, fortement pléochroïque, en lamelles et paquets.

3) Muscovite - tabulaire et en lamelles corrodées.

4) Chlorite - variété vert-pâle, allongement négatif, faible briréfringeance, elle provient probablement de l'altération de la biotite.

5) Feldspaths - en mâcles polysynthétiques, altérés en séricite.

6) Minéraux opaques - en petits grains, associés à la biotite et à la chlorite.

7) Titanite - quelques grains

b) Les schistes tachetés . Ils forment l'essentiel des sédiments, avec un grain fin et des porphyroblastes altérés de Cordiérite.

Minéraux

1) Muscovite (séricite)

2) Chlorite - fibreuse, en paquets, ou en veines associées à la muscovite, parallèles à la schistosité; légèrement pléochroïque; faible biréfringence.

3) Quartz - inséré entre la muscovite et la chlorite, il forme des veines, avec quelques cristaux de biotite.

4) Minéraux opaques (hématite) - en grains grossiers, associés à des chlorites en veines.

D'aprés A. Pécher, les taches qui caractérisent ces schistes sont de vieux minéraux presque totalement recristallisés et transformés, donc difficiles à déterminer. Il semble qu'il y ait eu de la cordiérite, et de l'andalousite, mais ces minéraux ont été transformés en muscovite et biotite. Une certaine schistosité interne indique que cette transformation est peut-être syntectonique mais leur nature et leur habitus rappellent beaucoup des minéraux de métamorphisme de contact. La schistosité serait donc une reprise tardive, surimposée à une transformation déjà réalisée.

On pourrait, dès alors, envisager l'histoire suivante pour ces roches :

1) métamorphisme régional

2) métamorphisme de contact, statique, donnant de la cordiérite et de l'andalousite, et probablement lié au magmatisme de l'orogénèse assyntique.

3) nouveau métamorphisme général peu intense, transformant les minéraux précédents. Apparition de biotite, muscovite, chloritoïde.

Il est probable que ce deuxième métamorphisme général s'est développé pendant les mouvements de la limite Trias moyen-Trias supérieur, car les sédiments triasiques du Kuh-e-Naini sont alors schistifiés et recristallisés.

2) La formation de Kalmard

Cet ensemble pélitique, peu ou pas métamorphique, affleure au coeur de l'anticlinal de même nom, trés prés de la route Yazd-Tabas, si bien qu'il a déjà attiré l'attention de divers géologues.

A. Gansser (1955) le signale pour la première fois mais l'attribue au Cambro-Ordovicien. C'est seulement en 1961 que J.Stöcklin, dans son voyage de reconnaissance dans le Nord du Lut, l'attribue au Précambrien.

En 1968, Stöcklin lui donne le nom de Formation de Kalmorz, terme peu employé localement et qu'il vaut mieux écrire Kalmard. Ce nom est celui d'un ancien caravansérail de la route Yazd-Tabas, à 90 km à l'Ouest de Tabas.

Il s'agit d'un ensemble monotone épais de schistes vert-olive, localement violets, avec quelques niveaux de schistes quartzitiques et de grés arkosiques. Les schistes sont feuilletés, avec parfois un débit "en crayons". L'ensemble est recoupé par les apophyses d'une intrusion granodioritique assyntique : ces filons étant trés minces n'ont pas été reportés sur la carte au 250.000e. Par contre un corps intrusif a été figuré au pied du Kuh-e-Kalmard, sous la discordance ordovicienne. (voir planche 1).

L'ensemble est fortement plissé si bien qu'il est impossible de chiffrer l'épaisseur de la partie de la série visible. Une épaisseur supérieure à 1000 m est probable, mais on ne voit pas la base de cet ensemble.

Les formations sus-jacentes (Ordovicien ou Carbonifère) reposent en discordance sur ce complexe plissé. C'est la raison pour laquelle les plis sont attribués à la phase assyntique, ce qui, je le repète, n'est qu'hypothètique. Rien n'empêcherait, a priori, que la formation de Kalmard soit beaucoup plus ancienne. Néanmoins son faible degré de métamorphisme parle en faveur d'un âge précambrien récent.

Pétrographie

Ces schistes montrent au microscope, du quartz, des micas (muscovite et chlorite), avec une texture schisteuse fine. Dans quelques lames, l'aspect détritique est caractéristique (quartz et plagioclases roulés). Les chlorites et les muscovites sont grossièrement orientées ce qui signifie une légère recristallisation sous tension. Dans l'ensemble, si l'on excepte les schistes tachetés, les schistes de Kalmard sont assez voisins de ceux de Tashk, plus à l'Ouest, de sorte que l'on peut admettre, provisoirement, qu'il s'agit de la même formation, mais :

- ou bien ce sont les mêmes niveaux, les uns métamorphiques les autres non (comportement différent des deux compartiments lors de l'orogenèse assyntique).
- ou bien la série de Kalmard est stratigraphiquement plus élevée que celle de Tashk si bien que le métamorphisme (identique dans les 2 compartiments) ne l'a pas atteint. C'est la tectonique postérieure qui aurait remonté le compartiment Ouest par rapport à celui de l'Est.

Age de la Formation de Kalmard

Cette formation, et celles qui lui sont assimilables (Kahar, Tashk, Shorm-Beds, Morad), sont attribuées au Précambrien par leur seule position stratigraphique sous l'Infracambrien. Mais on pourrait hésiter sur l'ancienneté de ce Précambrien, ainsi qu'on l'a déjà souligné. Le caractère jeune de ce Précambrien, déjà supposé grâce à la fraicheur relative des séries, a été démontré dans la région de Kerman, où la série de Morad a été datée radiométriquement , et a fourni des Radiolaires (Spumellaria), des formes tubulaires (terriers de vers) et des débris végétaux (Algues planctoniques). Le tout indique indiscutablement le Protérozoïque (Hückride et al.1962).

Plus récemment des géologues yougoslaves (Rapport G.S.I.n°.Yu/52) ont trouvé, également dans la série de Morad, des Laminarites identiques à ceux que l'on trouve dans l'Ouest de la plateforme russe depuis le sommet du Proterozoïque jusqu'au Cambrien inférieur.

3. Comparaison avec les autres régions

En Iran Central, le Précambrien affleure surtout dans la région de Saghand - Posth-e-Badam, où il est fait de sédiments d'origine détritique ou volcanique.

Ce sont d'anciennes grauwackes, à grain fin, associées à des roches volcaniques, et qui se terminent par des faciès pélitiques.

Ce vieux socle montre en général deux phases de métamorphisme superposées :

- la première est de haute pression
- la deuxième de haute température

Les données structurales et pétrographiques permettent de distinguer 4 formations superposées. De bas en haut :

a) Complexe de Chapedony
b) " " Posht-e-Badam
c) " " Boneh Shurow
d) Formation de Tashk

Ces quatre formations ont été décrites par Haghipour (1974); leur existence à l'angle Sud Ouest de la feuille Tabas au 250.000 e illustrant ce mémoire, justifie qu'on en donne une brève description.

- Complexe Chapedony

C'est la partie la plus ancienne du socle métamorphique de l'Iran Central, et la plus métamorphisée. Ce sont des gneiss, amphibolites, micaschistes, schistes quartzitiques, roches à scapolite, toutes migmatisées et associées à d'énormes masses d'anatexites. Il s'agit d'une série sédimentaire évoluant vers la granitisation presque totale. L'origine " para " peut être démontrée par des traces de litage sédimentaire et l'alternance avec d'anciennes roches carbonatées.

- Complexe de Posht-e-Badam

C'est un mélange tectonique d'un matériel ancien et d'un matériel récent. La partie ancienne est faite d'amphibolites et de métavolcanites, certainement précambriennes. La partie récente est faite de marbres, de métavolcanites basiques classiques dans l'Infracambrien (Série de Rizu).

Il est probable qu'il s'agit d'un ancien graben creusé dans un socle précambrien, et rempli d'Infracambrien. Le tout a été écrasé aprés l'Infracambrien.

- Complexe de Boneh Shurow

Cette épaisse formation de roches hautement métamorphisées (faciès amphibolite) est une alternance monotone de micaschistes, d'amphibolites, de gneiss, de quartzites, avec quelques lentilles de marbres. Elles proviennent de la transformation d'arkoses de grauwackes, de pélites, de roches détritiques ou volcanodétritiques.

- Formation de Tashk

C'est la plus jeune. On peut y distinguer :

- la formation de Tashk 1, à la base, encore assez métamorphique. C'est à cette formation que ressemble la série du Kuh-e-Naini (zone occidentale de Kalmard)

- la formation de Tashk 2, c'est la partie supérieure de la précédente, peu métamorphique, qui ressemble beaucoup à celle de Kalmard.

Dans la région de Shirgesht (50 km au Nord de Tabas) A.Ruttner et al (1968) ont décrit un Précambrien différent de celui de Kalmard, sous le nom de Formation de Shorm Beds. Ce sont des calcaires phylliteux bien lités, avec des intercalations de pélites vertes, de schistes phylliteux jaunâtres ou rosâtres, et de dolomies silicifiées. Le tout a subi un trés léger métamorphisme. La position stratigraphique est la même que celle du Précambrien de Kalmard, mais l'existence de couches épaisses de calcaires la distingue nettement.

Dans la région de Kerman, au Sud de cette localité, une série monotone de schistes argileux et de grès arkosiques à radiolarites (Série de Morad, Huckride et al) est plissée et recouverte en discordance par l'Infracambrien.

Dans la chaine de l'Elbourz, le Précambrien est fait de roches fortement métamorphiques (gneiss, amphibolites, micaschistes, phyllades) ou non (Formation de Kahar). Le type de la Formation de Kahar a été pris en 1967 par E.Dedual au Kuh-e-Kahar, dans la partie Ouest de l'Elbourz central. C'est une série homogène de schistes sériciteux à grain trés fin, de schistes quartzitiques micacés de teinte verdâtre ou rougeâtre, avec quelques intercalations de grès quartzitiques sombres, de dolomies jaune-brunâtre et de calcaires cristallisés légèrement fétides. Cette formation ressemble beaucoup à celle de Kalmard..

- - - - - - - - - - - - -

4) Roches éruptives du Précambrien

Ce sont des granodiorites qui doivent être contemporaines de l'orogenèse assyntique car elles injectent la formation de Tashk-Kalmard, la plus récente du Précambrien comme nous venons de le voir, et sont recouvertes par l'Ordovicien transgressif. Elles pourraient évidemment être infracambriennes ou même cambriennes. Mais leur grande analogie avec des intrusions précambriennes datées d'autres régions d'Iran, permettent plutôt de les considérer elles aussi comme précambriennes. Cette question sera discutée plus loin.

Bien que la surface soit altérée, la roche est trés fraiche en cassure, avec un grain grossier.

L'ensemble est haché par un système trés dense de petites cassures, de direction Nord 120, comblées par du quartz blanc.

Ces intrusions jalonnent les deux grandes failles majeures de Kalmard et de Naini.

a) dans la zone centrale

- sur la lèvre occidentale de la faille de Kalmard, deux masses de granodiorite forment le coeur de l'anticlinal de Rahdar-Gachâl, sous la série transgressive de l'Ordovicien.

- dans l'anticlinal de Kalmard, au pied du Kuh-e-Shah Kamali, la granodiorite forme de minces filons, aux limites mal définies, qui injectent les schistes de la formation de Kalmard.

b) dans la zone occidentale

C'est là que se trouve le plus gros corps granodioritique. Ses rapports avec la faille de Naini sont cachés par les formations récentes, mais sa position à l'Est du massif précambrien, donc à proximité de la zone de passage de cette faille, parle en faveur d'une liaison. La granodiorite est recouverte par le Trias inférieur.

Etude pétrographique

C'est une roche claire par suite du grand développement du quartz et des feldspaths. La présence de biotite (à l'exclusion d'autres micas) et d'un peu d'amphibole donne à la roche un reflet verdâtre. Vers sa bordure, la granodiorite montre un grain plus fin et un enrichissement en biotite donnant une patine plus sombre.

L'étude microscopique a été effectuée par M.Lotfi, par la méthode Laduran. Nous examinerons successivement la granodiorite, puis les enclaves.

a) la granodiorite

Structure hypidiomorphe, partiellement graphique. Le pourcentage de minéraux dans l'analyse modale sont les suivants :

- Plagioclase : 38 %
- Quartz : 23 %
- Biotite : 22 %
- Feldshpath potassique : 13 %
- Amphibole : 4 %

Indice de coloration 100 -/23+(38 + 13)/ = 26 (roche leucocrate).

Minéraux

- Plagioclase (Albite - Oligoclase) automorphe à subautomorphe.

Cristaux variables de 0/2 x 0/4 + 0, 1,5 x 2,5 mm; composites avec macles albite-carlsbad, partiellement transformés en séricite, préhnite et épidote (clinozoïsite)

- Quartz, xénomorphe, Dimension : 1 m
- Biotite - subautomorphe à xénomorphe, avec inclusions de zircons à pléochroïsme pâle. Diamètre 0,1 x 0,2 et 2 x 2,5 mm. Fort pléochroïsme de couleur brun foncé.

Altération faible en épidode et chlorite.

- Feldspath potassique (perthite ?), subautomorphe à xénomorphe. Macles sur deux directions, donnant une structure quadrillée. Les cristaux de microcline atteignent 3 mm de longueur.
- Amphibole : subautomorphe à xénomorphe, allongée, faiblement pléochroïque, localement épidotisée.

A. Pécher (Grenoble) qui a examiné les lames, pense que ces minéraux montrent des recristallisations qui peuvent correspondre, soit à un autométamorphisme tardif, de fin de cristallisation, soit à une reprise dans un métamorphisme postérieur d'intensité assez faible.

On observe en effet la chloritisation des biotites et des amphiboles, la séricitisation des plagioclases, l'apparition d'épidote et peut-être de zéolites.

Les données de terrain rendent probable l'hypothèse d'un métamorphisme tardif, assez faible. Nous avons en effet déjà évoqué les mouvements éo-cimmériens (limite Trias moyen-Trias supérieur) qui ont provoqué la recristallisation du Trias inférieur et moyen, donc qui ont certainement affecté le Précambrien immédiatement sous-jacent.

b) Les enclaves

De patine noire, elles montrent une structure granoblastique, légèrement schisteuse.

Minéraux

- Quartz, xénomorphe, de diamètre variable, pouvant atteindre 0,4 mm 35 ± 5/vol.
- Feldspath perthitique - subautomorphe à xénomorphe, de 0,5 mm de diamètre. 25 ± 5/vol.
- Andalousite, forment altérée en séricite : 20/vol.
- Biotite : pléochroïque , subautomorphe à xénomorphe, avec des zircons de 1 mm de long. 10/vol.
- Plagioclase (Oligoclase ?) xénomorphe - Mâcle albite - Carlsbad 1 mm de long : 2,5/vol
- Séricite, chlorite, apatite, zircon et minéraux opaques sont également présents.

Age

La granodiorite de Kalmard injecte les schistes précambriens et est recouverts par l'Ordovicien transgressif. Elle peut donc dater de l'orogénèse assyntique aussi bien que de l'Infracambrien ou du Cambrien, or on ne connait nulle part en Iran d'activité magmatique au Cambrien.

Tandisqu'à Posht-e-Badam, donc trés prés de notre région, Haghipour (1974) a décrit une intrusion subvolcanique infracambrienne (accompagnée de volcanisme) qui a mis en place des roches faites surtout de quartz et de feldspath (granite de Zarigan). Mais la nature de ces roches est trés différente de la granodiorite de Kalmard: cette dernière est une roche de profondeur, tandis que la première est une intrusion subvolcanique, qui présente même localement un faciès volcanique franc.

Par contre, la granodiorite de Kalmard est tout à fait analogue à d'autres intrusions d'âge précambrien sûr, comme le granite de Doran de l'Elbourz et de l'Azarbaïdjan, le granite de Mutch dans la région de Golpaïgan, ou celui de .de Bornavard au Nord-Est de l'Iran Central. On peut donc raisonnablement admettre qu'il s'agit d'une intrusion liée à l'orogénèse assyntique. L'absence de métamorphisme et de déformations assyntiques, montre qu'il s'agirait d'une intrusion post-tectonique.

B - L'INFRACAMBRIEN

Il n'existe pas dans la région étudiée, qui a dû émerger aprés l'orogenèse assyntique. La localité la plus proche , où l'on peut l'observer est la région de Posht-e-Badam (Haghipour, 1974). Ce sont des conglomérats, des schistes argileux, des dolomies, accompagnés de tufs et de laves rhyolitiques, formant la "série du Rizu", dont le type vient de la région de Kerman (Hückride et al.1962), où il comporte aussi des évaporites. Il s'agit évidemment de dépôts lagunaires qui contrastent avec ceux de l'Iran du Nord, plus marins. Ce passage à des faciès évaporitiques vers le Sud, voire même à une lacune complète (région de Kalmard), traduit une topographie post-assyntique assez variée, dans laquelle des zones hautes étaient encore conservées.

Dans la région de Shirgesht, l'Infracambrien supérieur(Dolomie de Saltanieh et formation de Zaïgun schisto-gréseuse)est connu, et passe progressivement vers le haut au Cambrien.

C - PALEOZOIQUE

a) LE CAMBRIEN

Comme l'Infracambrien, il manque dans la région de Kalmard, qui devait toujours être émergée. Par contre il existe de part et d'autres, dans les "grabens" de Posht-e-Badam à l'Ouest et de Shirgesth à l'Est (fig. 7).

Le Cambrien inférieur est représenté par les grès de la formation de Lalun, parfois conglomératiques à leur base (Shirgesht), toujours couronnés par un niveau de quartzites ("Top quartzite"). Ces formations sont continentales.

Le Cambrien moyen et supérieur traduit une avancée de la mer qui dépose des sédiments à dominante carbonatée. Ces sédiments sont bien développés dans la région de Shirgesht où l'on peut distingues :

- la formation de Kalshareh (1000 m), surtout dolomitique,avec des intercalations de roches volcaniques basiques. Il n'y a pas de fossiles et l'attribution au Cambrien repose seulement sur la position stratigraphique de la formation. Elle correspond à l'horizon 1 de la formation de Mila de l'Elbourz, et au Cambrien moyen de la région de Kerman.

- la formation de Derenjal (830 m), surtout calcaire. Elle correspond aux horizons 2 à 4 de la formation de Mila.

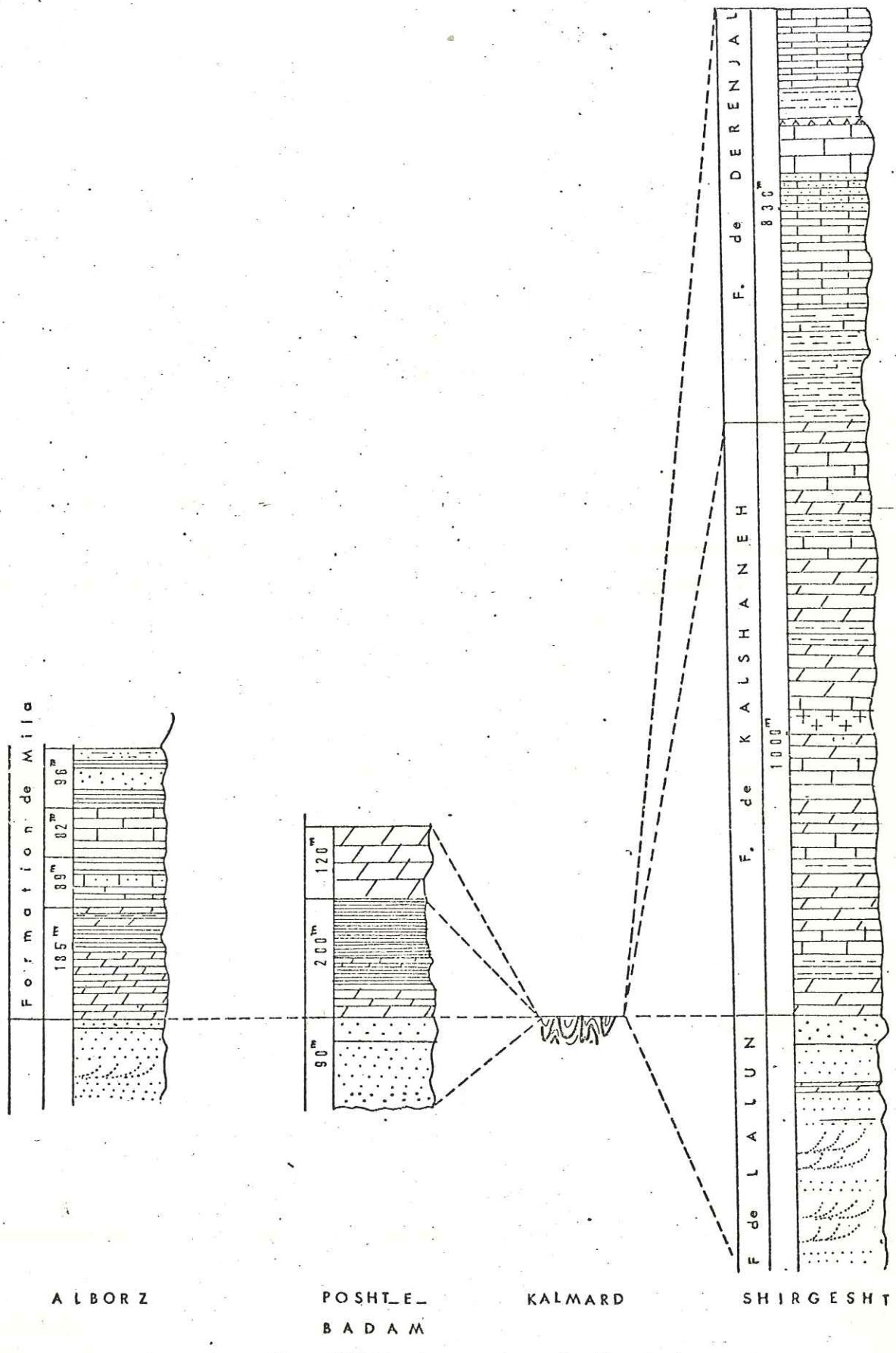


Fig. 7 - Corrélation entre les différentes coupes du Cambrien.
Ech. : 1/10 000°.

Dans la région de Posht-e-Badam, le Cambrien moyen et supérieur repose en concordance sur le "Top quartzite" du Cambrien inférieur et comprend 2 parties (Haghipour, 1974):

- une partie inférieure (200 m), schisto-gréseuse, avec quelques intercalations de dolomies à silex. C'est toujours l'équivalent de l'horizon 1 de la formation de Mila.
- une partie supérieure (120 m). Elle débute par des schistes argilo-gréseux rosés et des grès silteux. Au dessus viennent 100 m de calcaires en dalles bien litées. C'est l'équivalent du niveau 2 de la formation de Mila.

Le graben de Posht-e-Badam est donc moins subsident que celui de Shirgesht. Entre les deux, la région de Kalmard fait figure de horst : ces mouvements traduisent un certain jeu des grandes failles limitant cette région.

b) L'ORDOVICIEN (Formation de Shirgesht)

1) Généralités

La mer envahit pour la première fois la région de Kalmard aprés l'orogenèse assyntique. Ses dépôts recouvrent donc directement les schistes ou la granodiorite précambrienne. Il s'agit de quelques centaines de mètres de schistes et de calcaires analogues à ceux déjà connus dans la région de Shirgesht (où ils ont permis la définition d'une "Formation de Shirgesht") ainsi que dans l'Elbourz (Formation de Lashkorak).

Dans la région étudiée, l'ordovicien n'est connu que dans la région centrale de Kalmard (Fig. 8). La zone occidentale est certainement restée exondée. Quant à la zone orientale, on n'y voit pas affleurer la base de la série paléozoïque, mais l'existence de l'Ordovicien y est très probable car le bassin de Shirgesht peut être considéré comme le prolongement Nord de cette zone et l'Ordovicien y atteint environ 1 000 m d'épaisseur.

Lithologiquement, l'Ordovicien de la région de Kalmard peut être divisé en 4 unités différentes, qui sont, de bas en haut :

- Unité A : niveaux terrigènes de base (quartzites surtout)
- Unité B : Schistes inférieurs
- Unité C : Calcaire moyen
- Unité D : Schistes supérieurs

1) Unité A (quartzite de base).

La transgression ordovicienne est bien marquée par un niveau de quartzite blanchâtre, à patine brune, à stratification entrecroisée , mal stratifié, d'aspect massif. La partie inférieure est en général conglomératique, avec des galets de schistes de la formation de Kalmard (Précambrien). Vers le haut, au contraire, le faciès devient de plus en plus fin.

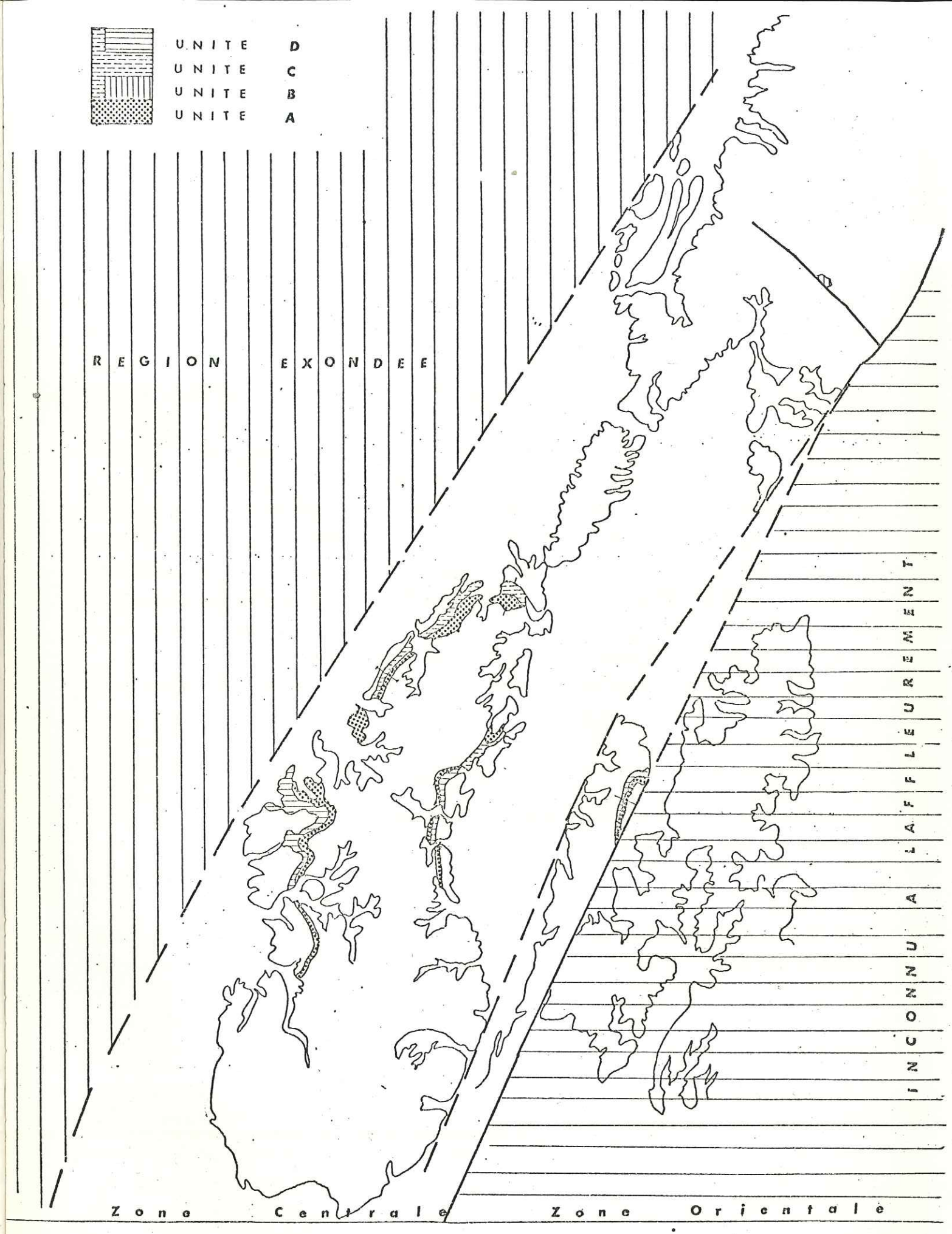


Fig. 8 : Répartition schématique des affleurements de la série Ordovicienne dans la région de Kalmard.

A son sommet l'unité A passe en continuité de sédimentation avec les faciès schisteux de l'unité suivante. La passage se fait par l'intermédiaire de quelques niveaux de schistes gréseux qui portent des pistes trés bien conservées de Cruziana (voir planche 7).

L'épaisseur de l'unité A atteint 110 m au Nord de l'anticlinal de Kalmard, mais vers le Sud, elle diminue jusqu'à disparition totale au Kuh-e-Ahaki. Cette diminution semble indiquer une transgression venant du Nord.

Cette unité A correspond au Quartzite basal de la Formation de Lash Karak de la chaîne de l'Elbourg, et au membre 5 de la Formation de Mila. Dans la région de Shirgesht où la sédimentation a été continue du Cambrien à l'Ordovicien, cette unité ne peut être discernée du reste de la série et n'a donc pas lieu d'être distinguée.

2) Unité B (Schistes inférieurs)

Sa puissance peut atteindre 160 m mais elle a localement été en partie détruite par des érosions ultérieures. Elle est faite de schistes légèrement argileux, ou gréseux, parfois micacés, avec quelques passées de grès dolomitiques, qui renferment des Brachiopodes et des Trilobites. Sa couleur est foncée, gris-verdâtre à olivâtre. Un horizon de calcaire gréseux à Conodontes et Orthocératidés s'intercale au milieu de cette unité.

Cette unité correspond aux schistes de la base de la Formation de Shirgesht, aux schistes inférieurs de la Formation de Lashkarak, et, probablement, à toutes les assises schisteuses du membre 5 de la formation de Mila.

3) Unité C (Calcaire moyen)

Son épaisseur va de 40 m à 0 quand elle est érodée. Elle est faite d'un calcaire légèrement marneux, finement recristallisé, gris foncé à patine brune, qui contient des Trilobites mal conservés.

Elle correspond a un niveau de calcaire épais de 25 m situé au milieu de la formation de Lashkarak, et aussi à l'horizon calcaréo-gréseux de la formation de Shirgesht. On n'en connait pas l'équivalent dans l'unité 5 de la formation de Mila.

4) Unité D (Schistes supérieurs)

Trés monotone d'aspect et de composition, ce sont des schistes mal stratifiés, à texture un peu fibreuse, se débitant en esquilles allongées irrégulières. Ces schistes sont dépourvus d'alternances gréseuses. Leur épaisseur maximun est au Nord de Jafaru, mais diminue rapidement vers le Sud au dessous de la discordance du Carbonifère inférieur. Les schistes n'ont pas fourni de fossiles. On peut corréler cette unité à la partie marneuse de la Formation de Shirgesht, ainsi qu'aux grés et schistes qui surmontent la Formation de Lashkarak dans l'Elbourz (environ 50 m).

2) Limites de la Formation

Limite inférieure - Comme on l'a dit, l'Ordovicien repose en discordance sur le Précambrien. A la limite de la zone centrale de Kalmard, dans la chaîne de Rahdar Gachâl, l'Ordovicien repose sur la granodiorite précambrienne, mais sans la remanier en galets, ce qui indique une transgression calme sur une surface peu accidentée.

Limite supérieure - L'Ordovicien est toujours séparé des termes sus-jacent par une discontinuité de sédimentation. Au dessus de lui vient un niveau de quartzite qui appartient tantôt à la base du Dévonien supérieur (Kuh-e-Rahdar et Kuh-e-Bakhshi) tantôt à la base du Caronifère inférieur (anticlinal de Kalmard).

3) Etude des affleurements

L'Ordovicien affleure dans 3 localités qui sont, du Nord au Sud:

1 - Affleurement du Kuh-e-Halvan. Essentiellement schisteux, il apparaît sur une surface limitée au pied du Kuh-e-Amirbeiki, grâce à une faille Nord Ouest-Sud-Est. Ce faciès peut correspondre soit aux Schistes inférieurs, soit aux Schistes supérieurs, avec une présomption pour ces derniers, car ils sont recouverts en concordance par le Carbonifère inférieur. Mais une érosion antecarbonifère (ou antedévonienne) est toujours possible.

2 - Affleurement de l'anticlinal de Kalmard. C'est là que se trouve la coupe la plus complète de l'Ordovicien : il faut toutefois signaler que l'épaisseur et la succession des couches se réduisent du Nord au Sud, si bien que vers le milieu de la structure on ne trouve déjà plus que le quartzite de base (Unité A), et plus au Sud, ce quartzite lui-même disparait. Cette disposition s'explique, soit par l'existence d'un paléorelief situé vers le Sud, que la mer ordovicienne n'a pas pu recouvrir, soit par érosion de la série au cours de la trangression, du Sud vers le Nord, de la mer carbonifère.

La coupe la plus complète a été relevée dans la montagne de Asheghan, au voisinage du grand Kavir, à 7 km à l'Ouest du village de Jafarn (figure 9). Le détail de la série est le suivant, de bas en haut :

Unité A (quartzites)

1) - Quartzites blancs, localement conglomératiques, à éléments anguleux faits de quartzites précambrien, mal classés, en bancs de 40 à 50 m d'épaisseur, d'aspect massif (12 m).
2) - Quartzite blanchâtre, à patine rose, à grain un peu grossier, à stratification entrecroisée (14 m).
3) - Quartzite blanchâtre, à stratification légèrement entrecroisée, à grain moyen, légèrement ferrugineux (20 m).

4) - Quartzite contenant des intercalations de schistes gréseux en bancs de 15 à 20 cm d'épaisseur, Cruziana (5m).

5) - Grès quartziteux, à ciment, jaune - ôcre, avec un niveau schisteux à la base. Stratification entrecroisée irrégulière, de type torrentiel, en bancs de 5 - 10 cm (11 m).

Unité B (schistes inférieur)

6) - Schistes gris ou pourpres, à fines bandes gréseuses (11m).

7) - Schistes feuilletés, pélitiques, de teinte gris-vert, olivâtres, légèrement micacés, avec de minces intercalations (2 à 5cm) de grès carbonatés contenant des Brachiopodes mal conservés (Orthidés primitifs). F. Golshani a pu distinguer aussi Dalmanella sp. (49 m).

8) - Schistes gris-verdâtre, argilogréseux, avec des intercalations de grès dolomitiques, passant vers le haut à des marnes détritiques grises, d'altération écailleuse (24m).

9) - Schistes marneux feuilletés, tachés de pourpre, et de schistes sableux gris qui s'intercalent à la partie inférieure du terme (22m).

10) - Calcaires gris foncé, gréseux, à fragments indéterminables de Brachiopodes et d'Orthoceras. Ce calcaire a fourni par contre beaucoup de Conodontes (dét. Hamdi) (8 m):

Ech. 55	Ech. 226
Oistodus sp	
O. inclinatus	
O. venustus	
Apatognathus sp.	Vistodus Venustus
Rhynchognathodus sp.	Drepanodus sp.
Belodina sp.	cf. Cepicodus
Cordylodus delicatus	Acodus sp.
Acontiodus sp.	Cordylodus sp.
Gothodus sp.	Gothodus sp.
Drepanodus sp.	Tetraprionodus sp.
Scolapodus sp.	Belodus sp.

d'âge Ordovicien (probablement inférieur à moyen).

L'échantillon n°495 déterminé à la S.N.P.A. par M. LEFEVRE a fourni en plus des faunes précédentes.

- Un Prioniodiniforme
- Un Gothodiforme
- Un Opepikodiforme
- Un Trichonodelliforme ? indiquant un âge Ordovicien inférieur.

11)- Schistes légèrement pélitiques, gris-verdâtre, coupés de quelques bancs de grès marneux rouges, à débris de coquilles (36m.)

Unité C (Calcaire moyen)

12) - Calcaire légèrement marneux, à patine brun clair, bien lité, en bancs de 25 à 35 cm alternativement tendres et durs, légèrement gréseux à la base. Quelques fragments indéterminables de Trilobites. (34 m).

Unité D (Schistes supérieur)

13) - Schistes gris-verdâtre, pélitiques, de faciès trés homogène, en feuillets trés minces (11 m).

14) - Schistes pélitiques, avec des schistes marneux, gris-verdâtre, assez tendres (17 m).

15) - Schistes marneux, à intercalation de pélites micacées (14 m).

3- Affleurement du Rahdar-Gachâl

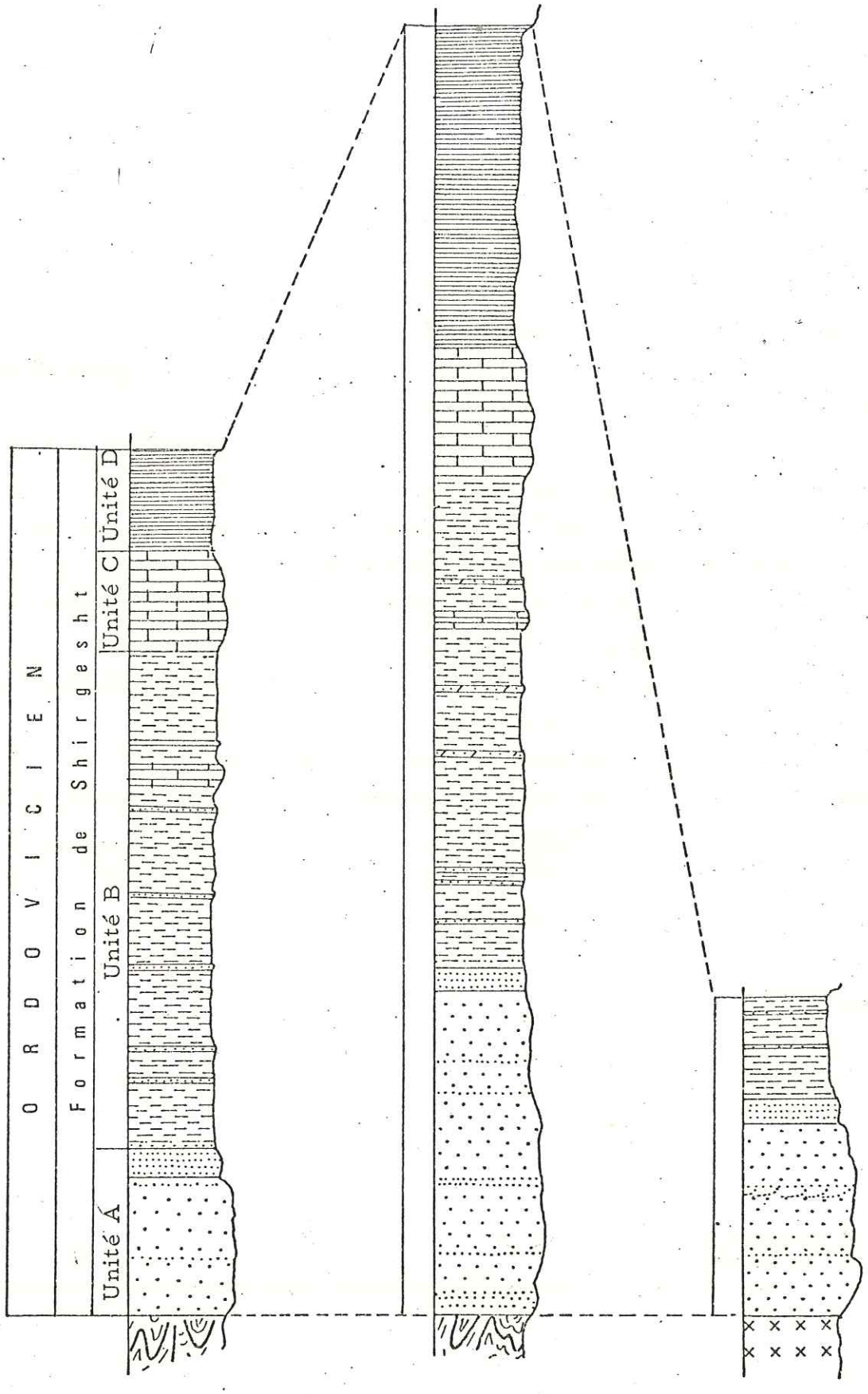
Il s'agit en fait de deux pointements distincts qui jalonnent le même axe anticlinal. Le quartzite de base est visible sous les Schistes inférieurs. Comme dans l'anticlinal de Kalmard, l'épaisseur varie beaucoup du Nord au Sud : elle est de 104 m au Kuh-e-Rahdar, de 12 m seulement au Kuh-e-Bakhski et nulle ensuite.

L'Ordovicien repose sur la granodiorite précambrienne et est surmonté par le Dévonien supérieur, deux différences avec l'anticlinal de Kalmard. De plus, l'érosion antedévonienne a fait disparaitre les unités supérieures, et la série est limitée aux Schistes inférieurs.

4. Comparaison avec les régions voisines

Les dépots ordovicien sont rares en Iran, mais leurs faciès sont trés voisins, ce qui indique des conditions de sédimentation identiques. Il s'agit partout d'une sédimentation marine peu profonde où dominent les schistes argileux. Les calcaires sont exceptionnels (Kerman).

Fig. 9 : Corrélation entre les différentes coupes de l'Ordovicien de la région de Kalmard.



(Echelle 1/2000)

Des corrélations satisfaisantes peuvent être établies avec les formations de Lashkarak, de Mila, de Shirgesht, et avec les séries de la région de Kerman (fig. 10).

a) Formation Lashkarak. En 1937, W.O.Dierich avait déjà déterminé des Triolobites ordoviciens de cette formation, récoltés par H.Bobek en 1934 dans la région d'Alam Kuh (Elbourz Central) - mais le nom de la formation est dû à Gansser et Huber (1962). En 1965, M. Glaus a donné une description détaillée, que nous résumerons en donnant de bas en haut :

1- 60 m de dolomie jaune, rouge ou gris-jaunâtre, contenant souvent des cherts sombres?

2- 25 m de quartzites, en bancs épais, de couleur blanche.

3- 10 m de schistes finement sableux et silteux, rougeâtres plus verdâtres à jaunâtres vers le haut.

4- 17 m de calcaire marneux rouge, légèrement moduleux, avec des couches de calcaires jaunes plaquetés.

5- 8 m de marnes rouges, calcaires, légèrement noduleuses, avec quelques intercalations minces de calcaire vers le haut.

6- 25 m de schistes gris à noirâtres, silteux ou argileux. A la partie inférieure, quelques minces bancs de calcaires fossilifés.

7- 30 m de sables jaune-brunâtre, à patine rouille - dans le bas, intercalations de schistes gris silteux.

Au dessus viendrait le Carbonifère inférieur transgressif.

On notera surtout la présence de 60 m de dolomies à la base de la série,qui n'existent pas dans la région de Kalmard, et qui paraissent anormales dans la coupe décrite ci-dessus. Elles peuvent d'ailleurs disparaitre localement (versant Ouest d'Alamkuh). Il est donc plus logique d'admettre qu'elles sont encore cambriennes, et que l'Ordovicien débute avec le niveau 2. Ces quartzites de base ont d'ailleurs parfois été confondus avec le " Top quartzite" du Cambrien.

b) Formation de Mila. Rappelons qu'elle comporte 5 termes distincts, dont le dernier seulement intervient dans notre comparaison. La coupe type de Mila a été prise en 1963 par A. Ruttner et al. au pied du versant Sud du Kuh-e-Mila (Elbourz Oriental).

Le terme 5 comprend, de bas en haut :

1 - Quartzite gris compact (47 m).
2 - Schistes verts, pélitiques (20 m).
3 - Schistes verts, pélitiques, avec intercalations de grès brun (16m)
4 - Schistes gris verdâtre, clairs (46m).

Il n'a pas fourni de fossiles dans la coupe type. Mais on en connait en quelques points (Taleghan, Takab, etc...)

Ce sont des Brachiopodes(Orthidés), des Trilobites (Illaenus) et des Graptolites qui indiquent un âge ordovicien.

On notera le quartzite de base qui introduit une discontinuité nette entre ce terme 5 et les quatre sous-jacents. Ce terme 5 est seul équivalent de la formation de Lash Karak - Il est recouvert, au Kuh-e-Mila, par le Dévonien supérieur, comme dans la région de Kalmard.

c) Formation de Shirgesht. Dans l'Est de l'Iran Central, l'Ordovicien est représenté par la Formation de Shirgesht, 3ème formation des sédiments rassemblés sous le nom de "groupe de Mila" Cambro-Ordovicien (Ruttner et al 1968.) Dans cette série, il y a passage progressif du Cambrien supérieur à l'Ordovicien, ce qui est une différence importante avec la région de Kalmard.

L'Ordovicien est formé des termes suivants :

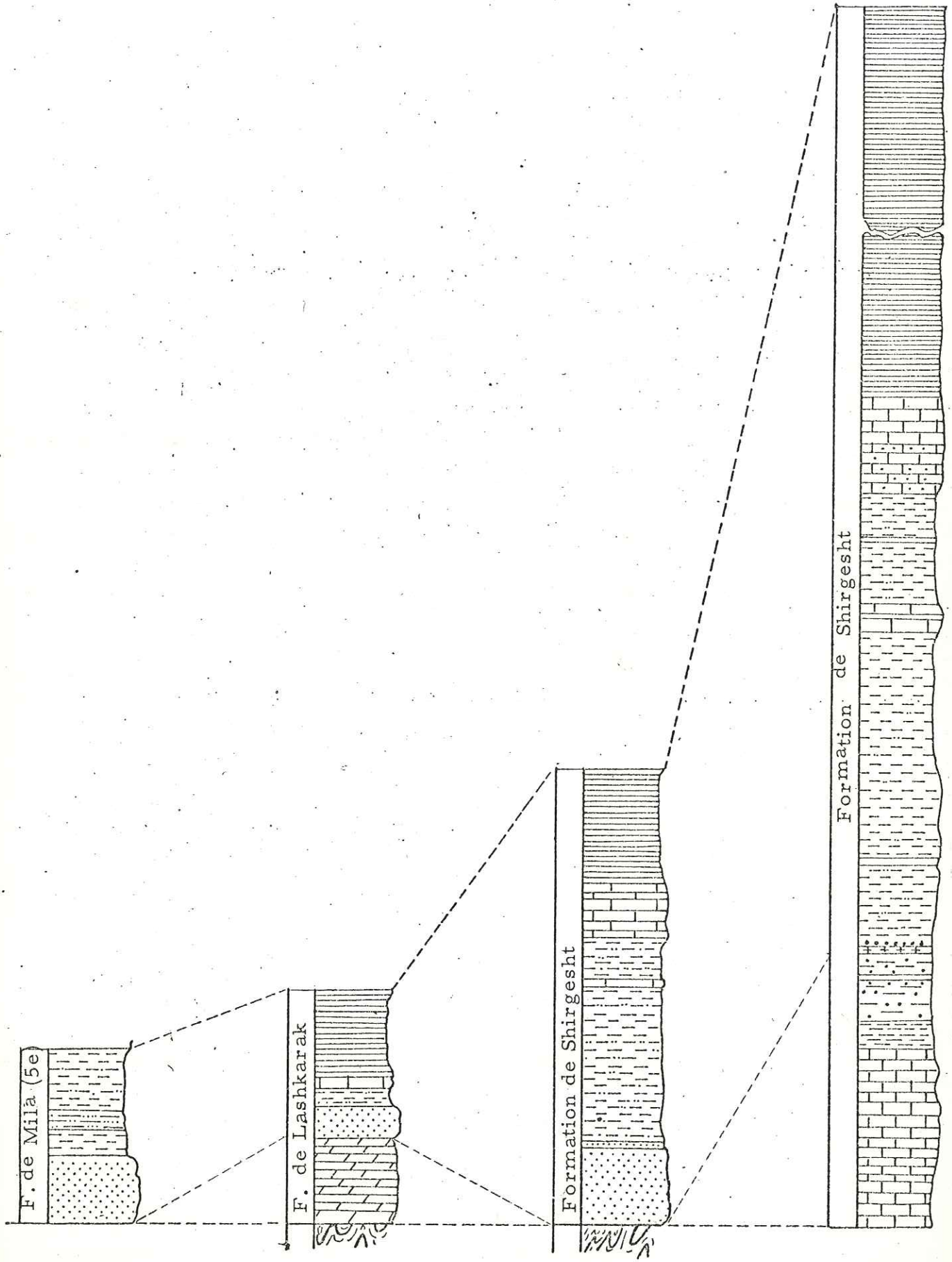
- 570 m de calcaires moduleux à la base, schisto-marneux au sommet .
- 166 m de calcaire gréseux et de schistes verdâtres
- 500 m de marnes grises à gris-verdâtre, de schistes et de pélites.

La base est mal définie puisqu'il y a passage progressif au Cambrien. Certains auteurs mettent la limite un peu plus bas, en choisissant comme base un niveau à Billingsella. Auquel cas, il faudrait ajouter à la série précédente 125 m de calcaires noduleux. En fait Ruttner avait choisi cette limite trés basse pour des raisons cartographiques, car ce niveau calcaire à Billingsella est un bon niveau repère.

La comparaison avec la série de Kalmard montre qu'il est plus logique de parler d'Ordovicien seulement avec l'apparition des faciès schisteux. Ceux-ci contiennent également un niveau de dolérite, dont la mise en place peut être reliée aux mouvements épirogéniques pré-ordoviciens et qui pourra ainsi servir de niveau repère de la limite Cambrien-Ordovicien.

d) Région de Kerman . Là un faciès tout à fait différent de l'Ordovicien a été signalé par Hückride et al (1962) : ce sont des plaquettes calcaires un peu schisteuses, foncées, contenant des Bryozoaires, des Graptolites et des Trilobites. On pourrait donc se demander s'il n'y a pas changement de faciès vers le Sud, mais cette hypothèse est peu probable, car au delà de Kerman, les faciès schisteux réapparaissent (Faraghan, et on les retrouve au Sud du Golfe Persique, en Oman (D.M.Morton). La région de Kerman devait donc correspondre à des dispositions paléogéographiques particulières.

Fig. 10 : Corrélation de l'Ordovicien de la région de Kalmard avec celui de la chaîne de l'Elbourz et de l'Iran Central.



5. Conclusion

Ainsi, à l'exception de la région de Shirgesht, L'Ordovicien est partout transgressif et succède à l'émersion fini-cambrienne. La sédimentation carbonatée cambrienne fait place à des séries schisteuses, qui débutent presque toujours par une couche de quartzite blanc. Les schistes contiennent quelques bancs calcaires qui ont fourni des Orthoceras, des Trilobites et des Brachiopodes , indiquant un régime marin franc.

L'Ordovicien de Kalmard est un apport intéressant à la géologie du Paléozoïque iranien car ce système est peu représenté en Iran. Ses faciès sont analogues à ceux des autres régions, et cette homogénéité fait penser que la transgression a probablement été beaucoup plus générale qu'on ne le supposait. Les dépôts auraient donc eu une plus vaste extension que ce que l'on en voit actuellement, mais auraient été détruits par l'érosion ante-Dévonien supérieur ou ante-Carbonifère inférieur.

Une preuve indirecte de cette extension marine est que la région de Kalmard, qui manifestait pourtant des caractères d'une zone haute, voire d'un horst, est submergée à cette époque exactement comme celle d'Alam-Kuh dans la chaine de l'Elbourz. Mais le caractère trés détritique des sédiments montre qu'il existait aussi des reliefs en proie à l'érosion, donc des zones émergées, dont l'emplacement exact ne peut être encore reconnu.

- - - - - - - - - - -

c. LE SILURIEN ET LE DEVONIEN INFERIEUR-MOYEN

Cette longue période correspond à une lacune complète des sédiments dans la région de Kalmard. On peut penser que cette dernière a complètement émergé par suite des mouvements épirogéniques liés à la phase calédonienne s.l. ou bien que la surrection consécutive à cette phase a provoqué l'érosion des dépôts éventuels.

Ceux-ci existent à l'Est de la plateforme de Kalmard, dans le bassin d'Ozbak-Kuh et de Shirgesht, où la sédimentation a d'ailleurs été presque continue pendant tout le Paléozoïque.

Le Silurien de la région de Shirgesht est représenté par plus de 600 m de sédiments gréseux et quartzitiques, qui vers le Nord passent peu à peu à des faciès plus carbonatées (formation de Niur de la région d'Ozbak-Kuh) qui ont fourni des Coraux du Wenlock et Ludlow.

Le Dévonien inférieur de la région de Shirgesht, est représenté par des sédiments surtout détritiques qui, vers le Nord, passent peu à peu à la formation de Padeha de la région d'Ozbak-Kuh, où se développent des évaporites. L'âge attribué à ces sédiments résulte uniquement de leur position stratigraphique entre Silurien et Dévonien.

Le Dévonien moyen de la région de Shirgesht et d'Ozbak-Kuh, correspond à la Formation de Sibzar surtout dolomitique, puis à la Formation de Bahram avec un Bahram 1, calcaire (Givétien) et un Bahram 2, calcaréo-marneux (Frasnien).

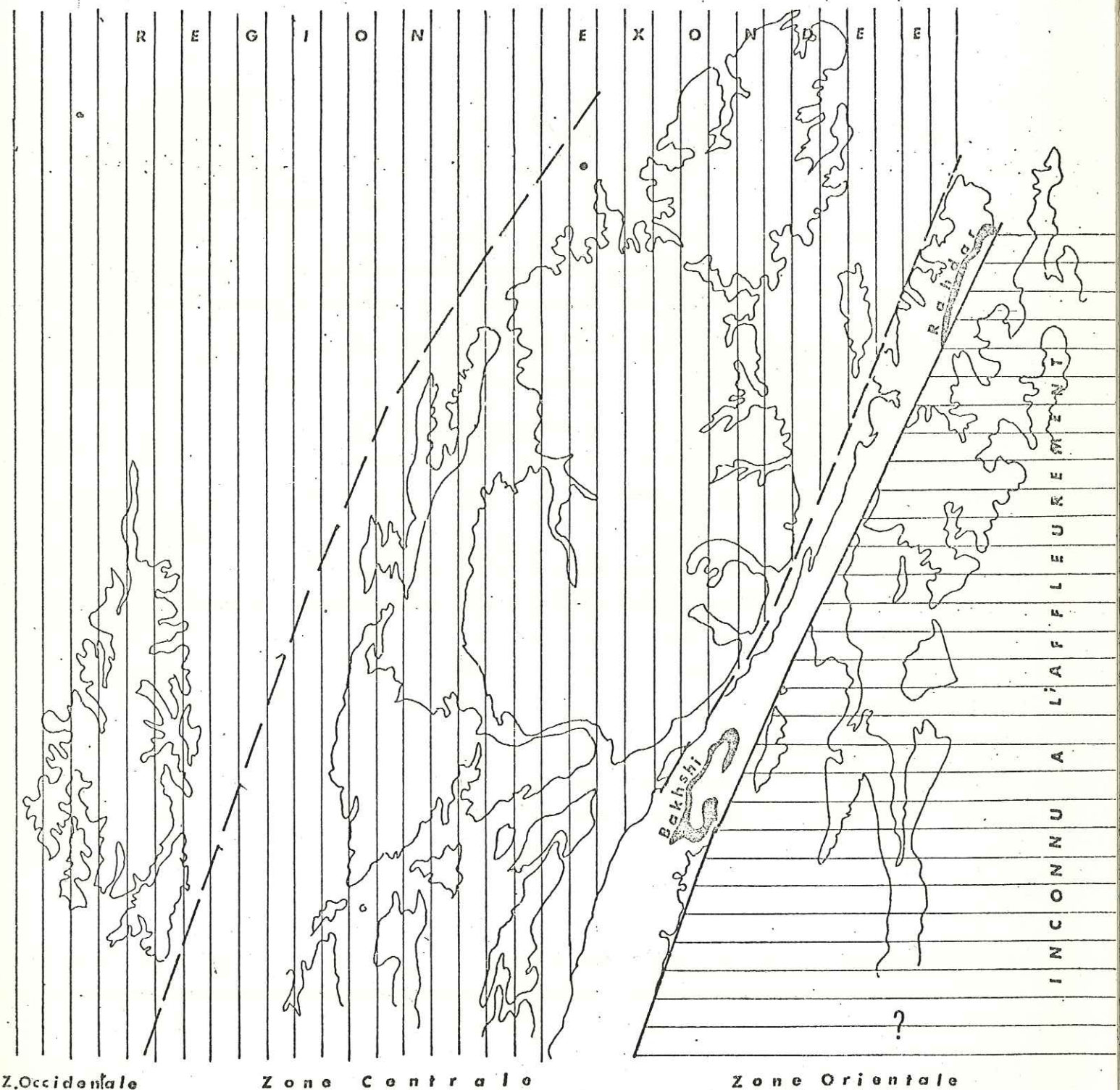
Dans la région de Shirgesht, l'ensemble des dépôts du Silurien au Dévonien moyen dépasse 1700 m ce qui traduit une subsidence énergique. Le fait que la région de Kalmard toute proche ne présente pas de sédiments, fait ressortir les mouvements en horstset grabens de cette partie orientale de l'Iran Central.

d. LE DEVONIEN SUPERIEUR (Formation de RAHDAR)

1. Généralités

C'est seulement à cette époque que la mer envahit à nouveau la région de Kalmard, et y dépose des sédiments carbonatés ou gréseux, de type peu profond. Si leur faciès rappelle ceux de l'Elbourz central, il est par contre différent de ceux des régions voisines (Shirgesht, chaîne de Shotori, Ozbak-Kuh). Comme il n'existe pas, dans l'Elbourz, de nom de formation pour les dépôts du Dévonien supérieur, je propose donc de donner à cette série particulière le nom de "Formation de Rahdar", d'aprés celui d'une montagne située au Sud- Est du village de Jafaru, où les assises sont le mieux représentées et avec la plus forte épaisseur.

Fig. 11 : Répartition schématique des affleurements du Dévonien supérieur dans la région de Kalmard.



Dans l'état actuel des connaissances, on ne peut, faute de données paléontologiques, dater exactement la transgression dévonienne dans la région étudiée. Il est probable qu'elle s'est faite au Famennien comme dans l'Elbourz où les dépôts de cet âge reposent sur l'Ordovicien (région de Mobarakabad), le Cambrien supérieur (Mila-Kuh,Ruttner et al.1963), le Cambrien inférieur (Dozdeband, M. Glauss, 1964) et, trés exceptionnellement le Précambrien (région de Maku, Alavi et al 1973).

Le Dévonien supérieur de la région de Kalmard est à dominante carbonatée. Il débute par un niveau quartzitique blanc, à grain grossier, de 6 à 15 m d'épaisseur et se poursuit par des couches dolomitiques et gréseuses, avec quelques alternances de calcaires gris. Il diffère donc des régions voisines où il est fait de dépôts épais de schistes, avec quelques intercalations de couches carbonatées fossilifères.

A la fin du Dévonien, par suite de mouvements épirogéniques, la mer se retire et une phase d'érosion marque le sommet des dépôts recouverts par le Carbonifère inférieur transgressif.

Dans la région étudiée, le Dévonien supérieur est trés peu développé (figure.11) car il n'apparait que dans un petit secteur de la zone centrale de Kalmard, coincé entre la faille de Kalmard et celle de Cheshmeh.

Deux coupes détaillées ont été relevées dans la montagne de Rahdar-Gachâl, l'une sur le versant Est du Kuh-e-Rahdar, l'autre à Bakhshi

a) <u>la coupe du Kuh-e-Rahdar</u> (fig. 12 a)

C'est la plus complète; elle se situe à 7 km au Sud-Est du village de Jafru. Epaisse de 58 m, elle montre, de bas en haut, au dessus des schistes ordoviciens: (voir planche 2):

1)- Quartzite blanc, à grain grossier, localement conglomératique, avec des galets bien roulés de dolomies de 2 à 5 cm de diamètre (6m).

2)- Grès quartzitiques bien cimenté, dur, à patine brune, de grain moyen, avec de trés minces intercalations de schistes gréseux (5m).

3)- Quartzite blanc, à fines couches de grès ferrugineux et de croûtes ferrugineuses rouge-sombre, localement à stratification entrecroisée (5 m).

4)- Dolomie grise, à patine brun clair, à minces couches siliceuses (1 à 3 cm) dispersées. Les pores de la roche sont comblés par de calcite secondaire (14m).

5)- Dolomie grise recristallisée, gréseuse, localement même sableuse, parcourue de veines de calcite. Traces de fossiles (3m).

6)- Calcaires (biosparites), gris foncé à bleuâtres, noircissant par altération, à grain fin, légèrement sableux à leur sommet. Quelques fragments de Brachiopodes,Bryozoaires et Echinodermes (env.3m).

7) - Dolomies et calcaires dolomitiques, gris-verdâtre, finement lités, avec des bancs gréseux à la base et des niveaux de schistes sombres au sommet (11m).

8) - Calcaire, gris bleu, alternant avec de fines couches marneuses (10m) en bancs de 15 à 20 cm, à cassure fétide. Un échantillon de la base a fourni en lame mince Cryptophyllus sp, Umbella bella, et des Ostracodes. Enfin un dernier, du sommet : Umbella cf.rotunda, Crytophyllus sp. avec des débris des Brachiopodes, d'Echinide et de Gastropodes.

Ces trois échantillons, déterminés par F.Bozorgnia (N.I.O.C.) indiquent le Dévonien supérieur.

9) - Dolomie trés dure, formant relief, avec des traces de fossiles. Au dessus vient le quartzite de base du Carbonifère inférieur (2m).

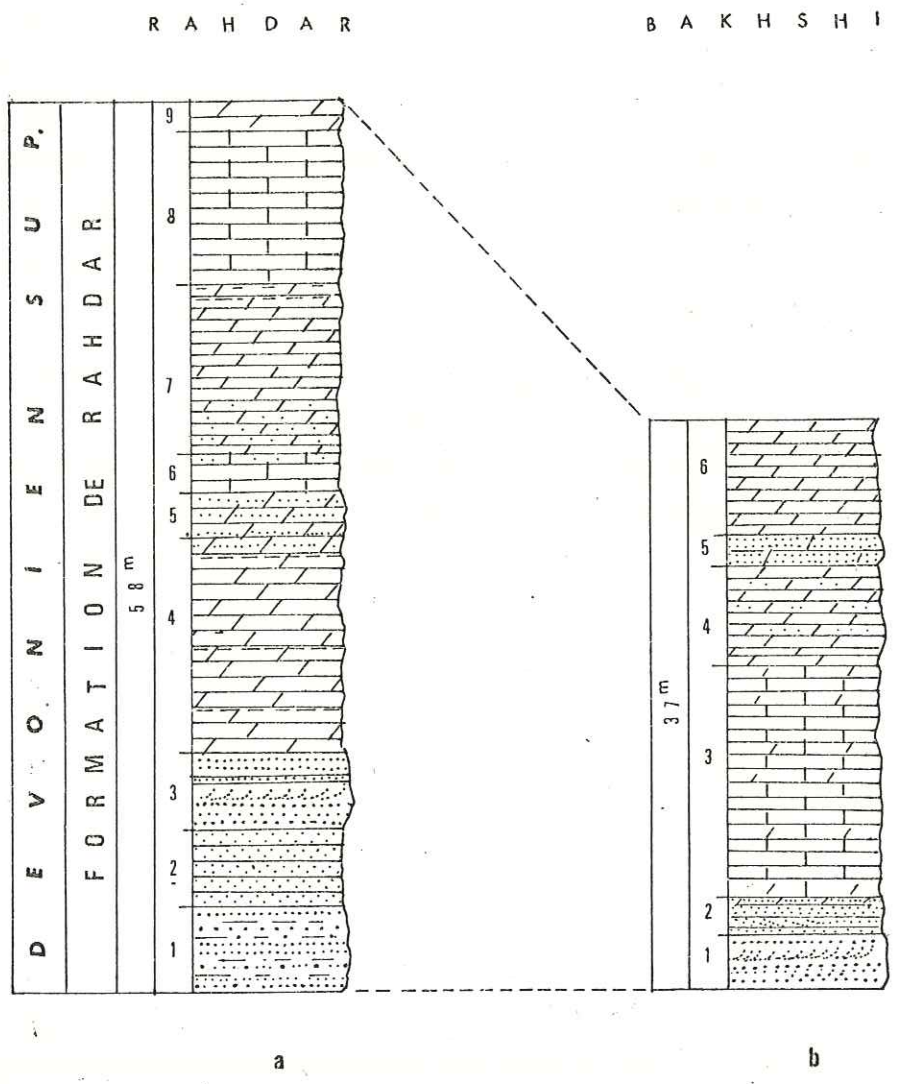


Fig. 12 - Colonne stratigraphique du Dévonien Supérieur -

b) la coupe de Bakhski (figure 12 b)

Elle est située au Sud de la précédente, sur le versant Est du Kuh-e-Bakhshi, au Sud-Est de Cheshmeh Khajeh Hassam. Epaisse de 37 m, elle montre de bas en haut, au dessus de l'Ordovicien : (1)

1) - Quartzite gréseux, blanc, à stratification entrecroisée, contenant quelques niveaux de grès quartzitiques (4m).

2) - Grès dolomitique hématisé, faiblement consolidé, à stratification entrecroisée. La partie supérieure passe à une dolomie sableuse, à restes de coquilles (3m).

3) - Calcaire, partiellement dolomitique, gris à noir, bien stratifié, avec deux couches de dolomie grise au sommet (15m). Un éch. a fourni un Tentaculite du Dévonien (dét. Mehrnush)

L'étude des Conodontes de ce niveau (éch.n°401,402,403) par Mr. LE FEVRE, de la S.N.P.A, a fourni :

Neopanderodus sp.
Polygnathus sp.
Bujautedus sp.

qui indiquent un âge dévonien moyen probable. Il faut noter que les Conodontes de l'échantillon n°513, pris dans même niveau et étudiés par le même spécialiste, ont révélé Spathognathodus gr. Costatus du Famennien.

4) - Dolomie grise, un peu gréseuse, stratifiée, en bancs de 10 à 15 cm, avec quelques passées de calcaire marneux (6.5 m).

5) - Grès dolomitique, blanc, à grain grossier, comportant des niveaux de dolomie finement litée en son milieu (2m).

6) - Dolomie grise, à patine brune, finement sableuse, dure, bien litée. Au sommet, une mince intercalation d'1cm, à granules de quartz (7m).

On notera la diminution d'épaisseur entre la première coupe au Nord et la deuxième au Sud. Elle traduit probablement une transgression venant du Nord sur un paléorelief plus élevé vers le Sud. De fait, l'épaisseur des couches détritiques diminue de la même façon (15m au Nord, 6 m au Sud).

La présence du Dévonien seulement dans l'anticlinal du Kuh-e-Rahdar-Gachâl, montre qu'il y a dû avoir là une étroite gouttière, légèrement subsidente, entre deux horsts que la mer n'a pas envahis. Une fois de plus le rôle des grandes failles longitudinales se traduit par les abaissements et les soulèvements de blocs qu'elles délimitent, elles contrôlent la sédimentation dans toute la région étudiée comme dans les régions voisines d'ailleurs.

---

(1) celui-ci est si mince (12m) qu'il n'a pas pu être indiqué sur la carte au 250000e et que le Dévonien parait ainsi reposer directement sur la granodiorite précambrienne.

2. Comparaison avec les autres régions d'Iran

Le Dévonien supérieur de la région de Kalmard montre un faciès surtout carbonaté et diffère beaucoup, comme on l'a dit, de celui des régions voisines. Par contre il offre quelques ressemblances avec celui de l'Elbourz. Dans cette chaîne, le Dévonien moyen (Givétien), transgressif, avec des dépôts carbonatés peu profond, est uniquement connu dans la partie orientale (coupe de Gharahi, Afshar Harb, N.I.O.C.) et l'Est de la partie centrale (coupe de Khushyeilagh, F.Bozorgnia, N.I.O.C.). Le Dévonien supérieur (Famennien) existe au contraire partout, sous des faciès carbonatés dominants. Les coupes de Hoshyeilagh, et de Shahmirzad (M.Nabavi) sont particulièrement significatives à cet égard.Il y a cependant quelques exceptions. C'est le cas de la vallée de Djadjérud, au Nord de Téhéran où A. Assereto a décrit une Formation de Geirud allant du Dévonien supérieur au Permien inférieur? L'auteur y distingue 4 membres (ABCD), dont l'inférieur A se compose d'une alternance de grès et de schistes (donc un faciès différent des carbonates habituels), qui ont fourni Camarotoechia Boloniensis et Cyrto-spirifer verneuilli, d'âge dévonien supérieur. Il s'agit donc de l'équivalent de notre formation de Rahdar.

Signalons au passage que pour Assereto ce membre A se terminerait à son sommet, par un niveau de quartzite et qu'il passerait progressivement au membre suivant. En réalité, ce quartzite forme la base du Carbonifère inférieur, transgressif (membre B). Le caractère transgressif est bien souligné par le fait qu'à Alam Kuh (Elbourz Central), le membre B de la formation de Geirud repose directement sur l'Ordovicien (comme à Kalmard).

F. Bozorgnia (1973) a également pu montrer, sur le plan paléontologique, l'existence d'une lacune entre les membres A et B, et a ainsi supprimé le membre A de la formation de Geirud. Ce même auteur aprés une étude de l'épaisse série dévonienne (Dév. moyen et supérieur = Couvinien-Famennien) de la région de Khoshyeilagh (Est de l'Elbourz Central), a proposé de créer une nouvelle formation sous le nom de "F. de Koshyeilagh". Les assises du Dévonien supérieur de la région de Kalmard correspondent à la partie supérieure de cette formation.

A l'Est de l'Iran Central, le Dévonien supérieur offre des caractères trés particuliers. Il correspond ici à la partie inférieure de la formation de Shistu (Shistu 1). Dans la chaine de Shotori, celle-ci se compose de 1320 m de schistes, gris ou vert foncé, avec des intercalations de dolomies et de calcaires fossilifères. La faune indique le Dévonien supérieur (Famennien). A son sommet, Shistu 1 passe au Carbonifère inférieur par un niveau de schistes gypsifères (Much Horizon) qui doit correspondre à une brève régression. Le Dévonien supérieur de Kalmard est, évidemment, l'équivalent de Shishtu 1.

Tableau n° 2 - Corrélation du Dévonien de la région de Kalmard avec celui de la chaîne de l'Elbourz et de l'Iran Central

			Ozbak-Kuh	Shotori	Kalmard		Alborz central		Est de l'Alborz central	
DEVONIEN	Dévonien supérieur	Famennien	Formation de Shishtu (Shishtu 1)	alternance de schiste et de calcaire à Platiclymenis Spondoceras	Formation de Rahdar	alternance de dolomie et calcaire dolomitique 56 m Cryptophyllus sp. Umbella ef rotunda Umbella bella	Formation de Géirud (membre A)	alternance de grès calcaire détritique avec un niveau phosphatique à la base camarotoechia Cyrtospirifer	Formation de Khoshyeilagh	calcaire organogène gris foncé
		Frasnien	Bahram (Bahram 2)	alternance de calcaire et marne spinulicosta Cyrtospirifer pioductella						calcaire argileux calcaire biodastique et schiste
	Dévonien moyen	Givetien	Formation de (Bahram 1)	calcaire et calcaire marneux spathognatedus Icriodus nodosus Icriodus alternatus	Pas d'affleurements	émersion		émersion		calcaire stratifié alternant d'argile à la base
		Eifélien	Formation de Sibzar	Dolomies gris jaunâtre clair bien litées Dolomies gris foncé brunâtre (100 m)						Sillstone, diabase, tuff silteux grès et conglomérat
	Dévonien inférieur	Coblentzien	Formation de Padeha	alternance de dolomies et de grès arkosique parfois horizon de gypse au sommet (492 m)					pas dénommé	Grès quartzitique rouge brun coupé par alternance de grès-silt, schiste et de calcaire
		Grédennien								

A l'Ouest de Kalmard, le Dévonien manque dans la région de Posht-e-Badam, mais apparait plus à l'Ouest dans la région de Yazd (N.Valeh). Il s'agit de Dévonien supérieur analogue à celui de Kalmard. Plus loin encore dans cette direction, il disparait à nouveau, si bien que dans la région de Zanjan, par exemple, le Permien inférieur vient directement sur le Cambrien. A l'extrémité Nord Ouest de l'Iran, dans la région de Maku (M.Alavi et al.), une série semblabe à la formation de Geirud, a été distinguée sous le nom de série d'Illan Garah. Sa partie inférieure est datée du Dévonien supérieur.

En résumé, si l'on excepte la région d'Ozbak-Kuh, la région de Shirgesht et l'Elbourz oriental, où la sédimentation a été pratiquement continue du Dévonien moyen au Dévonien supérieur, l'Iran n'est envahi par la mer qu'au Dévonien supérieur, mais de façon assez irrégulière puisque quelques zones hautes restent émergées. Il s'agit d'une mer peu profonde, à salinité normale. Elle se retire, ou passe à des faciès lagunaires, à la fin de cette période.

e. LE CARBONIFERE (Formation de Gachâl)

1. Généralités

Aprés l'interruption de sédimentation et l'érosion du Dévonien supérieur, la mer transgresse au Carbonifère inférieur et recouvre la plateforme de Kalmard.

Il s'agit d'une mer peu profonde passant même localement et temporairement à des bassins évaporitiques. Les sédiments sont à dominante calcaire, avec parfois même des calcaires coralliens.

Ce faciès contraste avec celui, schisto-gréseux, de la formation de Sardar, qui règne à l'Est de notre secteur, dans la région de Shirgesht et la chaine de Shotori. Il rappelle par contre celui de l'Elbourz, sauf les faciès évaporitiques qui sont propres à la région de Kalmard. Pour cette raison, il a paru utile de donner un nom de formation à l'ensemble, afin de le distinguer des régions voisines. Comme les gypses sont bien développés dans l'anticlinal du Kuh-e-Gachâl, nous proposons le nom de "Formation de Gachâl". Cette nouvelle formation comprend 4 membres différents, à savoir de bas en haut :

1) Membre A - Calcaire dolomitique, avec des passées de calcaire légèrement marneux à Brachiopodes. Il existe un niveau de quartzite blanchâtre dans la partie basale (jusqu'à environ 75 m).

2) Membre B - 70 m de dolomies massives, grises, légèrement gréseuses, recristallisées, passant vers le haut à des calcaires lithographiques gris-clair à blanchâtre, parfois secondairement dolomitisés .

3) Membre C - Quelques m. à 150 m de schistes gypsifères, de dolomies cargneulisées et de gypse.

4) Membre D - Calcaire à grain fin, gris, massif ou stratifié (jusqu'à env. 100 m)

Dans la région que j'ai étudiée, les 4 membres de la formation de Gachâl ne se présentent que sur la plate-forme de Kalmard (zone centrale). Dans la zone occidentale, ils manquent par émersion (horst de Naini), et sont douteux dans la zone orientale où le Carbonifère n'affleure pas.

Au point de vue paléontologique, le Carbonifère de la région de Kalmard parait correspondre seulement au Carbonifère inférieur, car les fossiles les plus jeunes sont du Namurien inférieur. Le Carbonifère supérieur n'est pas connu.

Nous allons maintenant reprendre l'étude détaillée des 4 memebres de la formation.

1.1. Membre A

Il apparait dans 3 coupes de la zone centrale de Kalmard.

a) Coupe de Rahdar (fig.13). C'est la plus complète; elle a été relevée à l'Ouest de la faille de Kalmard, sur le versant Est de la chaine de Rahdar-Gachal, à quelques kilomètres au Sud-Est du village de Jafaru. Dans toute cette chaîne, la composition et l'épaisseur du membre A sont régulières et constantes. On y observe, de bas en haut, au dessus du Dévonien supérieur :

1- Quartzite blanc, massif, à patine brunâtre. A la partie supérieure apparaissent des grains de quartz grossiers et arrondis (6m).

2- Grès dolomitique gris, bien cimenté, dur, localement moucheté de grains de quartz (5m).

3- Dolomies grossières, légèrement recristallisées, gris-brun, dures, à patine brunâtre, en bancs réguliers de 5 à 15 cm. Nombreux grains de quartz (6m).

4- Dolomie recristallisée, partiellement gréseuse, grise. Vers le haut, s'intercalent de minces niveaux de grains de quartz grossiers. (7m)

5- Dolomies grossières, recristallisées, gréseuses à leur base (17m).

6- Calcaires gris, bien stratifiés, en bancs de 5-10cm, à faune abondante de Crinoïdes et de Spirifers dans les couches de calcaires marneux (19m).

7- Calcaire gris foncé, alternant avec de minces niveaux de marnes rougeâtres. Il renferme beaucoup de Brachiopodes, des Coraux et quelques rares Trilobites bien conservés (8 m).

Parmi les Brachiopodes de ce niveau, le Professeur Stepanov a distingué :

Marginata vaughani M. Wood
Rhipidomella michelini Eveil
Spirifer (Fusella) tornacensis
Composita megala Talm
Syringothyris sp.

du Tournaisien supérieur.

8) 8 m de calcaire gris, finement lité, fétide en cassure, riche en Coraux et Brachiopodes - F. Golshami a pu y distinguer :

Marginata sp. et M. vaughani M. Wood (Voir planche 7)
Schellwiemella sp.
Phipidomella sp.
Spirifer gr. hisulcatus
" gr. grimesi Hall.
Pustula aff. pyxidiformis
Syringothyris sp. (Voir planche 7)
Eomarginifera sp.
Cleiothyridina sp
Zaphrentidés

du Tournaisien supérieur.

b) Coupe de Madbeiki (Fig. 13 b). Elle se trouve à 10 km au Sud Robat-e-Kalmard, sur le versant Sud-Est de l'anticlinal de même nom. Ici le Carbonifère recouvre directement le Précambrien. On y observe, de bas en haut :

1) - Quartzite blanchâtre, à patine brunâtre. La partie inférieure est conglomératique, avec des galets millimétriques anguleux de schistes sombres précambriens. Vers le haut, le grain diminue et la stratification entrecroisée devient la règle (5m).

2) - Dolomies légèrement recristallisées, gris-blanchâtre, dures, gréseuses, bien stratifiées, à patine brunâtre (14m).

3) - Dolomies fortement gréseuses, gris-blanchâtre, à stratification entrecroisée. Quelques fragments de coquilles (5m).

4) - Dolomies calcareuses, bien cristallisées et bien stratifiées, en bancs de 15 - 20 cm, épaisses de 23 m, avec beaucoup de gros Crinoïdes, des Coraux et des Brachiopodes, plus particulièrement :

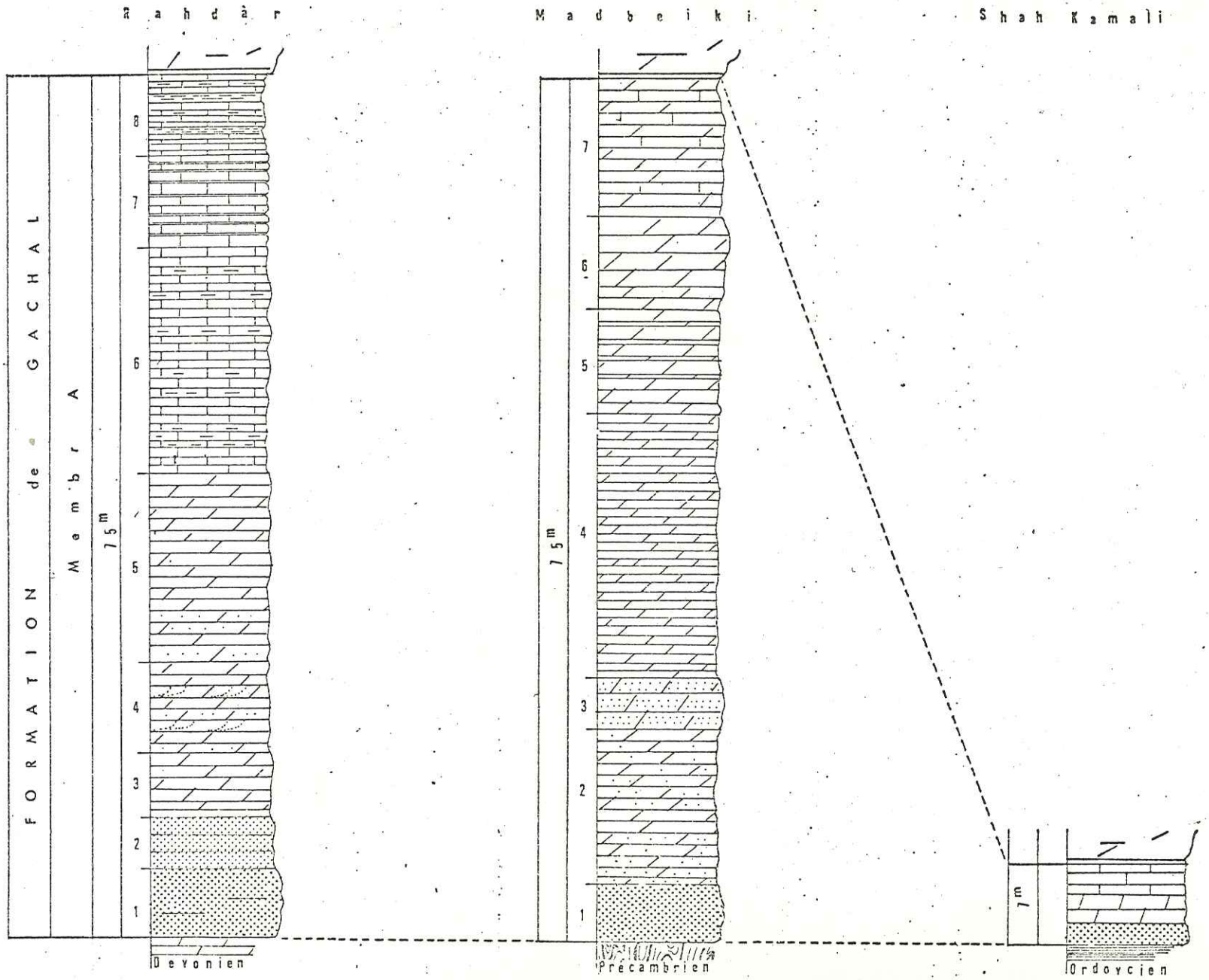


Fig. 13 : Corrélation entre les différents niveaux du "Membre A" de la formation de Gachal.

Syringothyris sp.
Spirifer (Fusella) gr. tornacencis
Spirifer gr. grimesi
Schell wienella sp.
Productidés

Carbonifère inférieur sans plus de précision (dét. F.Golshani).
Un Conodonte, déterminé par M. Le Fèvre, Polygnathus communis confirme cet âge.

5)- Dolomies grises, avec des couches à Crinoïdes qui se présentent comme des intercalations minces, de 2 à 3 cm d'épaisseur (9m).

6)- Dolomie grossière, cristallisée, grise, partiellement calcaire, à patine brunâtre, en couches épaisses (8m).

7)- Calcaire dolomitique gris, compact avec des intercalations de calcaire à entroques, blanchâtre, bien stratifié, en bancs décimétriques (12m).
Un échantillon (n° 6) a fourni des Conodontes déterminés par Hamdi (G.S.I.):

Spathognathodus sp.
Hindeodella sp.
Polygnathus sp.

avec des dents de poissons et des articles de Crinoïdes (Mississipien inférieur).

On remarquera donc que cette coupe est légèrement différente de la précédente, notamment par le remplacement de quelques termes calcaires par des termes dolomitiques - et la diminution des fossiles. Ces différences s'expliquent probablement par le fait que ces 2 coupes appartiennent à deux compartiments différents séparés par la faille de Cheshmeh, compartiments dont le jeu a dû être légèrement différent au Carbonifère inférieur. Ceci n'a rien d'étonnant puisque tout le Paléozoïque ante-Carbonifère manque même totalement dans l'un d'entr'eux.

Dans l'anticlinal de Kalmard, l'épaisseur du membre A varie beaucoup : de 75 m au Sud, il atteint 7m au Nord (Kuh-e-Shahkamali), où l'on n'a pas pu le représenter sur la carte au 250.000e. Ceci permet de constater que la transgression venait du Sud et que la région Nord représentait un paléorelief de socle précambrien. Nous avons vu que c'était l'inverse à l'Ordovicien.

La fig.13 montre la composition lithologique et le changement d'épaisseur, du Sud au Nord, du membre A de la formation de Gachâl sur l'anticlinal de Kalmard. Rappelons qu'au Sud, elle repose en discordance sur le Précambrien plissé par les mouvements assyntiques et, au Nord, en concordance sur l'Ordovicien. La lacune du Dévonien ne correspond donc pas à des mouvements orogéniques.

c) Coupe d'Amirbeiki. Elle se trouve à l'extrémité Nord de la zone centrale, sur le versant Sud du Kuh-e-Amirbeiki. On y voit de bas en haut :

- Grès quartzitique (11m)
- Dolomies légèrement gréseuses (8m)
- Schistes "crayons" gris (7m)

L'appartenance au Carbonifère inférieur n'est que présumée en l'absence de fossiles.

Comparaison avec les autres régions

Le membre A de la formation de Gachâl, peut être mis en équivalence avec la partie supérieure de la formation de Shistu (Shishtu 2), définie par Ruttner et al. dans la région d'Ozbak-Kuh. Les faciès sont différents : ici calcaires, là bas schisteux et marneux. Cette formation de Shishtu 2, épaisse de 200 m, renferme une faune du Tournaisien-Viséen (Merocanites, Muenstecoceras, Siphonophyllia, etc.)

La limite inférieure de Shishtu 2, dans le stratotype, est marquée par un niveau caractéristique de Schistes noirs ("Mush-Horizon"). Dans la chaîne de Shotori, cet horizon est plus gypsifère, ce qui traduit une tendance à la surrection à la limite du Dévonien et du Carbonifère.

Dans la région de Kalmard, le gypse manque, car la surrection a dû être beaucoup plus accentuée, ce qui se manifeste d'ailleurs par le repos des quartzites de base du membre A indifféremment sur le Dévonien, l'Ordovicien ou le Précambrien.

Dans la chaîne de Shotori, à Howz-e-Dorah, le Shishtu 2 montre un intéressant passage depuis les faciès marneux habituels à cette formation, vers des calcaires gris bien stratifiés, avec seulement quelques intercalations de schistes gris foncé (Stöcklin et al 1965). Ces calcaires annoncent ceux de la région de Kalmard.

Quelques éléments de la faune sont d'ailleurs communs aux deux régions, notamment Marginata vaughani et Spirifer (Fusella) tornacensis, du Tournaisien supérieur-Viséen. Par contre, l'horizon à Goniatites qui caractérise la série de Shishtu 2 dans la région de Shotori et Ozbak-Kuh, manque à Kalmard.

Le membre A de la formation de Gachâl est également, par son âge et sa lithologie, tout à fait comparable au membre B de la formation de Geirud dans la chaine de l'Elbourz (Asseretto, 1963), ainsi qu'à la partie inférieure du Calcaire de Mobarak (formation de Mobarak) de cette même chaîne. Ce membre B de la formation de Geirud est daté lui aussi du Carbonifère inférieure par Syringothyris sp . Torynifer sp . Michelinia favosa, Athyris sp.

1.2.Membre B

Ce deuxième membre de la formation de Gachâl, est surtout dolomitique, avec une puissance presque constante de 90 m et une grande homogénéité de faciès dans toute la zone centrale de la région de Kalmard.

La partie la plus basse est caractérisée par une dizaine de mètres de dolomies bien stratifiées gris-foncé. Au dessus vient une dolomie grise, bien cristallisée, à grain grossier, légèrement gréseuse, en bancs trés épais, d'aspect massif, qui donne des reliefs. Enfin la coupe se termine par 15 m environ de calcaires gris, lithographiques, souvent dolomitisés secondairement.

La micro-faune, pas trés abondante, a cependant fourni :

Endothyra
Endothyrina

avec des débris d'Echinodermes, de Bryozoaires, de Coraux et des Ostracodes. L'ensemble indique un âge carbonifère inférieur probable.

Dans la partie Nord de l'anticlinal de Kalmard, où les dépôts du membre A s'amenuisent, le membre B peut reposer directement en concordance sur les schistes de l'Ordovicien.

Ailleurs, il succède au membre A d'une façon trés progressive, par l'intermédiaire de quelques mètres de dolomies calcaires bien stratifiées.

Comparaison avec les régions voisines

Le membre B de la formation de Gachâl est l'équivalent du membre C de la formation de Geirud, c'est à dire un ensemble homogène de calcaires dolomitiques finement cristallisés, gris, en bancs métriques, parfois au contraire massifs, qui renferment des Coraux, des Brachiopodes (Daviesiellidés). Ce membre C n'est pas exactement daté.

Le membre B de la formation de Gachâl peut également être comparé à la partie supérieure de la formation de Mobarak dans la chaîne de l'Elbourz. Le faciès dolomitique récifal du membre B de la région de Kalmard, n'est pas connu à l'Est de l'Iran Central.

Dans l'ensemble ce membre peut être comparé à la partie terminale de la formation de Shishtu 2. (fig. 13).

1.3. Membre C

Il correspond à une régression de la mer. Dans le Nord de la zone centrale (Kuh-e-Halvan), cette régression correspond à une lacune de sédimentation, mais vers le Sud se développe un bassin évaporitique à dépôts de marnes gypsifères et de dolomies bréchiques, contenant également des pseudomorphoses de gypse. Ces faciès, dits " membre C " de la formation de Gachâl, sont bien développés autour de l'anticlinal de Kalmard et au Kuh-e-Rahdar, où la teinte blanche des gypses permet de le repérer de loin. L'épaisseur ne dépasse pas 30 m.

Au Sud la puissance des dépôts évaporitiques augmente (env.150m), si bien qu'au Kuh-e-Gachal, le membre C renferme une énorme masse de gypse qui apparait au coeur d'un anticlinal déversé vers l'Est. La série commence par une alternance de gypses et de schistes gris-verdâtre. Vers le sommet, les schistes diminuent progressivement et le gypse augmente, de sorte que les 62 derniers mètres sont composés de gypses pur, massif, ou en plaquettes.

Cette épaisseur de gypse peut être considérée soit comme d'origine tectonique (accumulation dans un anticlinal plus ou moins diapir) - soit comme d'origine sédimentaire (subsidence du bassin évaporitique).

Il est possible que les deux facteurs aient joué en même temps : car le caractère assez bien stratifié d'une partie de ces gypses, qui alternent avec des schistes, à leur base, et avec deux niveaux de calcaires fins au sommet, suggère une série sédimentaire originelle; et, en même temps, de nombreux plis dysharmoniques de détail des couches immédiatement sus-jacentes au gypse (membre D et base du Permien) indiquent le foisonnement de celui-ci au moment du plissement de l'anticlinal.

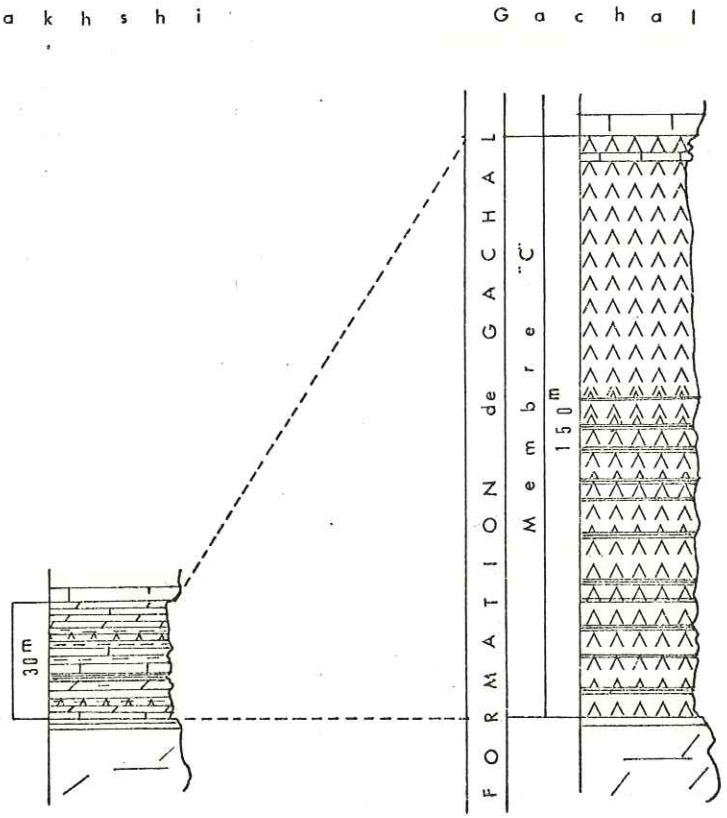


Fig.14 " Membre C " de la formation de Gachâl

Comparaisons avec les régions voisines

Ce membre C de la formation de Gachâl, avec son faciès évaporitique, n'est connu ni à l'Est de l'Iran Central, ni dans la chaine de l'Elbourz. Dans ces différentes régions, on connait seulement les traces d'une régression marine trés importante. C'est ainsi que dans la région de Shirgesht et la chaine de Shotori, il y a une phase d'érosion à la limite des formations de Shishtu 2 et de Sardar, c'est-à dire à peu prés au Viséen moyen. Cette phase d'érosion se manifeste par le changement d'épaisseur de Shishtu 2 que l'on constate dans les différentes coupes - et la présence de 30 m de conglomérat à la base de la formation de Sardar qui recouvre des niveaux quelconques de la formation sous-jacente.

Dans le Nord de l'Iran, sur le flanc Sud de la chaîne de l'Elbourz, à l'exception de la région de Geirud, les dépôts carbonifères ne dépassent pas le Viséen moyen, ce qui traduit une émersion probable à cette époque.

On peut donc penser que le complexe C de la formation de Gachâl est attibuable au Viséen moyen.

1.4. Membre D

Aux dépôts évaporitiques précédents, succède un ensemble de calcaires, épais de 22 à 98 m, à faciès pseudo-oolitique, gris ou blanchâtre, bien stratifié, qui renferme encore des faunes du Carbonifère inférieur. Il correspond donc à une nouvelle ingression marine sur la plate-forme de Kalmard. Les grands Coraux et les grands Brachiopodes, indiquent une mer peu profonde et assez chaude.

Le faciès est suffisamment homogène pour qu'il ne soit pas utile de donner des coupes détaillées.

La faune est abondante, avec une dominante de grands Productidés (Pustulla iranica Fantini-Sestini, Cleiothyridina expansa Phill) qui montrent l'existence du Viséen, probablement la fin du Viséen moyen.

Une lame mince du même niveau (n° 36) a fourni (dét. Kh.Teherani) :

Paleotextularia sp.
Endothyra sp.
Glimmacammina sp.
Geinitzina sp.
Earlandia sp.

avec des débris de Bryozoaires, Mollusques, et Echinides.

Cette faune indique seulement le Carbonifère.

D'autres lames minces (n°106.107) de la coupe de Shah Kamali ont fourni des Conodontes (det.Hamdi, G.S.I.) :

Gnathodus sp
Taphrognathus cf. capricornis
Spathognathodus sp.
Neoprienodus sp.
Hindeolella sp.

et des Ostracodes, le tout du Carbonifère inférieur.

A l'extrémité Nord de la zone centrale, le calcaire du membre D prend un faciès récifal de teinte gris-clair, épais de 98 m. C'est seulement alors que ce membre D a pu être cartographié à l'échelle du 250.000e.

Cet affleurement du Kuh-e-Halvan a fourni une microfaune du Carbonifère inférieur. L'échantillon 132, déterminé par M.Hamdi (G.S.I.), a fourni :

Endothyra sp.
Millerella sp.
Paramillera sp.
Archaediscus sp.
Thaumatoporella sp. du Mississipien supérieur;

L'échantillon le plus haut du membre D, étudié par M.Lys, indique un âge namurien.

Le membre D est recouvert à son sommet, en concordance, par les grès quartzitiques qui forment la base des séries transgressives du Permien inférieur. Il y a donc lacune de tout le Carbonifère supérieur, époque pendant laquelle notre région a dû être émergée.

Comparaison avec les régions voisines

La position stratigraphique et la lithologie du membre D de la formation de Gachâl, permet de le mettre en équivalence avec le membre D de la formation de Geirud et la partie supérieure de la formation de Mobarak, de la chaine de l'Elbourz. Le membre D de la formation de Geirud, défini par Asseretto, se compose d'un calcaire, noir, avec quelques intercalations marneuses au sommet. Son âge n'est pas trés bien établi. N.Fontani-Sestini l'a attribué au Permien en raison de la présence de Taeniothaerus et Stepanocilla. Par contre D. Stépanov(1972 l'attribue au Viséen supérieur - Namurien inférieur sur la présence de Globoendothyra, Planoachae discus, Bothraphyllum, Balachunia Neospirifer

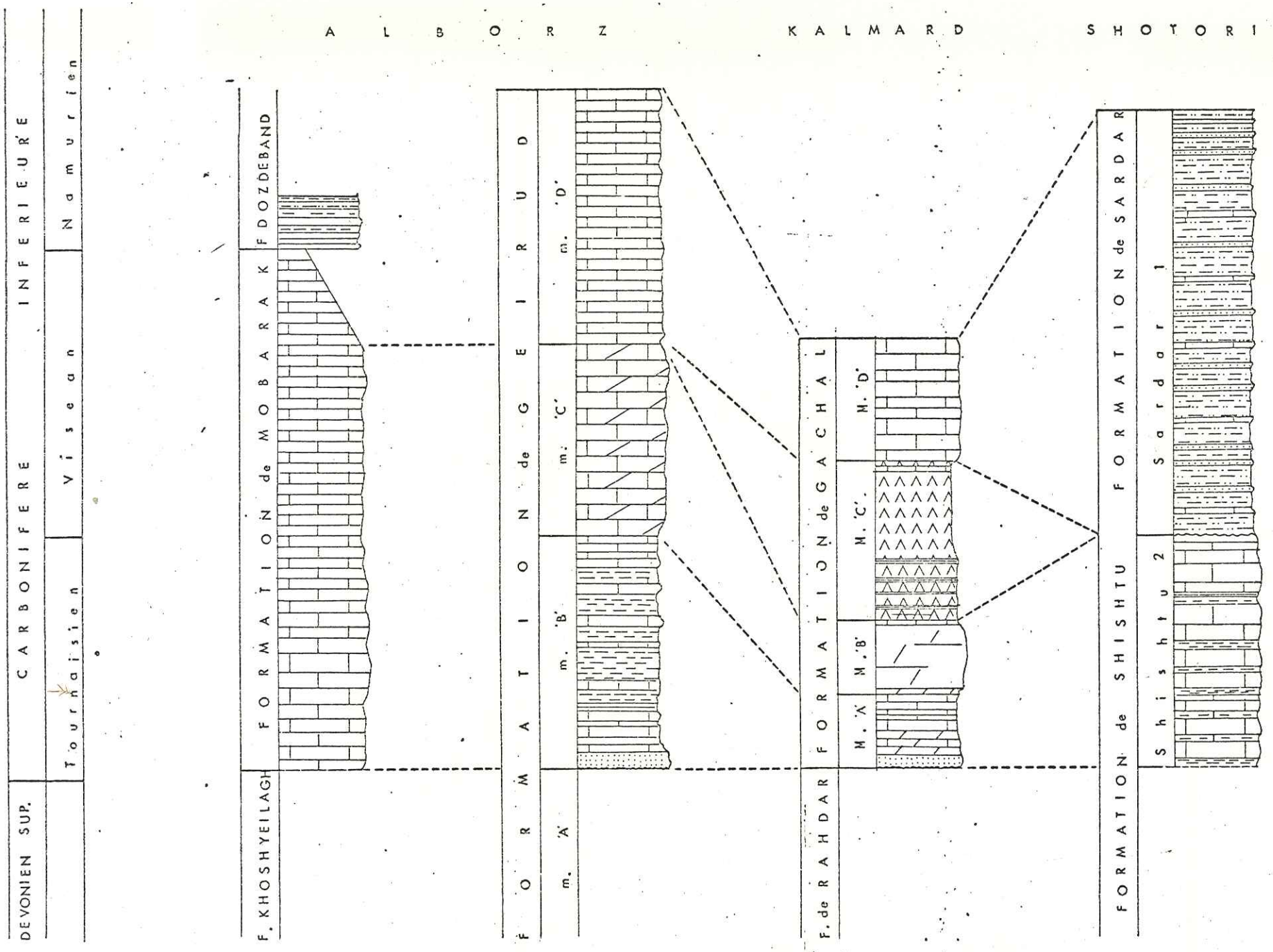


Fig. 15 : Schéma de corrélation des formations du Carbonifère inférieur.
Echelle : 1/50 000.

En 1973, F.Bozorgni (N.I.O.C) y a déterminé : Endothyra sp. Archaediscus stitis, A. préconvenis indiquant le Viséen moyen. Si bien que cet auteur a regroupé le membre D de la formation de Geirud avec l'ensemble de la formation de Mobark. Il a également proposé une nouvelle formation, dite de Dozdehband, pour les dépôts du Namurien inférieur qui reposent sur le Viséen supérieur (flanc Nord de l'Elbourz) ou le Viséen moyen (flanc S)(fig. 15).

Ces opinions divergentes ne permettent pas d'établir une bonne corrélation entre l'Elbourz et la région de Kalmard ; En première approximation, l'âge viséen supérieur - namurien du membre D de la formation du Gachâl dans la région étudiée, permet de la mettre en équivalence, soit avec le membre D de la formation de Geirud, soit avec la partie supérieure de la formation de Mobark et la formation de Dozdehband.

Dans la chaîne de Shotori, où le Viséen moyen correspond aussi à une phase d'érosion, la mer transgresse au Viséen supérieur, et donne des dépôts schisto-gréseux, dénommés par Stöklin et al (1965) " formation de Sardar".

Les coraux (Claviphyllum trouvés à la partie inférieure de cette formation (Sardar I), à 480m au dessus de la base, indiquent un âge viséen-namurien inférieur (Flugel). Sardar 1 est donc l'équivalent de Gachal D. La différence lithologique entre les deux impose l'existence probable de deux bassins de sédimentation différents, conformément au style général de la région.

Ajoutons pour terminer que, dans la région de Shirgesht, la série de Sardar a fourni un Cephalopode (Cyrtoceras) qui indique également le Viséen terminal et le Namunien inférieur.

2. Conclusions

En dehors des quelques points où la limite entre Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur est en continuité, la base du Carbonifère est marquée par un niveau de quartzite (Kalmard, Elbourz Central) - ou de gypse (Mush Horizon" de la région d'Ozbak-Kuh) indiquant une discontinuité de sédimentation. Le Carbonifère inférieur est représenté par des sédiments marins d'eau peu profonde. Il s'agit d'un bassin épicontinental typique.

Dans le Nord de l'Iran, les faciès sont constamment carbonatés, et épais d'environ 500m. Sur le versant Nord de la chaine de l'Elbourz, les dépôts vont du Tournaisien au Namurien, tandis que sur le versant S, l'âge des assises du Carbonifère, par suite des mouvements du Viséen moyen, ne dépasse pas le début de ce Viséen moyen.

A l'Est de l'Iran Central (région d'Ozbak-Kuh-Shotori) le Carbonifère est schisteux, avec de rares intercalations de grès et de calcaires, sur une épaisseur de 800 à 1000m. Ces faciès schisteux sont limités à cette partie de l'Iran Central, car le faciès carbonaté de l'Elbourz se retrouve à Kalmard, Yazd et Kerman.

Mais dans tout l'Est de l'Iran Central on retrouve les traces d'une régression au Viséen moyen, soit sous la forme d'érosions anciennes (ante-Sardar dans les chaines de Shotori et la région d'Ozbak-Kuh) soit de dépôts gypseux (Kalmard).

La sédimentation reprend au Viséen supérieur et au Namurien inférieur, mais au Namurien supérieur un autre mouvement épirogénique se dessine, à la suite duquel la région de Kalmard, ainsi que les autres régions de l'Iran Central et la chaine de l'Elbourz (1), émergent et le resteront jusqu'au Permien. Dans la région de Shotori et d'Ozbak-Kuh, où le Carbonifère supérieur est connu, la phase namurienne est marquée par un niveau détritique entre le Carbonifère inférieur (Sardar 1) et le Carbonifère supérieur ? (Sardar 2)

---

(1) Dans la chaine de l'Elbourz, les dépôts carbonifères ne dépassent pas le Namurien. Récemment, H.Huber a signalé au Sud-Est de Gorgan Fusulinella sp, Orawainella sp. Pseudostaffella sp. du Moscovien inférieur.

- - - - - - - - - - -

f. LE PERMIEN

1. Aperçu général

Les assises du Permien ont une extension plus vaste que celle du Carbonifère dans tout le territoire iranien. Elles sont bien connues et ont été étudiées en détail en Iran du Nord (Elbourz et région de Julfa), en Iran central (région d'Abadeh) et dans l'Est de l'Iran central (région d'Ozbek-Kuh et de Shotori).

Le Permien débute par des assises terrigènes qui marquent la nouvelle transgression succédant à l'émersion du Carbonifère supérieur (1.) Ces assises reposent en discordance cartographique sur des formations variées du Paléozoïque et même sur le Précambrien. Mais, à de rares exceptions prés (Rezageh et Takah), on ne connait nulle part en Iran de discordance majeure à la base du Permien.

Celle-ci constitue, en Iran du Nord, la formation de Dorud (180-300m), déposée en eau peu profonde. Elle débute par des conglomérats et se termine par des schistes rougeâtres avec une intercalation de calcaire massif au milieu. Ces calcaires ont fourni des faunes à Pseudoschwagerina et Parafusulina du Permien inférieur. La présence de Spirifer purdonella (cf. lunwalensis) au sommet de la formation de Dorud, indique un âge artinskien pour celui-ci.

A l'Est de l'Iran Central, les formations d'âge permien inférieur appartiennent à la"Formation de Sardar"(partie supérieure) qui se compose essentiellement de schistes et de grès, avec quelques rares intercalations calcaires (Stöcklin et al 1965).

Le sommet du Permien inférieur est marqué par une discontinuité de sédimentation au delà de laquelle vient un Permien supérieur beaucoup plus largement développé.

Dans la chaîne de l'Elbourz, la partie inférieure du Permien supérieur (Guadalupien) est représentée par la "Formation du Ruteh", avec 200 - 300 m de calcaires gris foncé fossilifères (Asseretto,1963). Cette formation marque le maximum de la transgression permienne sur le territoire iranien.

A l'Est de l'Iran Central, les dépôts contemporains sont désignés sous le nom de "Formation de Jamal" (Stöcklin et al 1965). Ce sont toujours des roches carbonatées, épaisses de 600 m environ.

Les dépôts du Permien terminal (Djulfien) se composent de calcaires fossilifères, de marnes et de schistes, qui ont été distingués sous le nom de "Formation de Nessen" (Glauss, 1964). Ils ont été bien étudiés dans la région d'Abadeh et celle de Julfa. Leur existence vient d'être démontrée dans celle de Kalmard.

---

(1) Ces mouvements positifs du Carbonifère supérieur peuvent être considérés comme un écho des plissements hercyniens qui affectaient alors d'autres parties du monde.

2. Le Permien de la région de Kalmard (Formation de Khan)

Comme bien d'autres régions iraniennes, elle est recouverte au Permien inférieur par une mer transgressive peu profonde, dont les oscillations reflètent autant de mouvements épirogéniques. On peut en effet y déceler 3 transgressions et regressions successives auxquelles s'ajoutent, au Permien terminal, des interruptions de sédimentation marquées par des lentilles latéritiques.

Lithologiquement, le Permien de la région de Kalmard peut être divisé en 3 membres différents qui correspondent à chacune des trois transgressions que nous venons d'évoquer :

Membre A = Permien inférieur
Membre B = Permien supérieur
Membre C = Permien terminal

L'existence de ces trois membres, assez particulière à la région étudiée, justifie que le Permien de celle-ci soit désigné sous un nom spécial. J'ai choisi le terme de " Formation de Khan ", du nom du village de Robat-e-Khan situé sur la route de Yazd à Tabas, à 120 km à l'Ouest de Tabas.

2.1. Membre A (Calcaire à Fusulines) 45 à 125 m

Il représente donc la première transgression sur la plate-forme de Kalmard et correspond à un cycle sédimentaire complet. Il montre en effet des couches détritiques à sa base, puis des dépôts marins (calcaires à Fusulines), et enfin des séries marneuses régressives. On peut donc le diviser en trois unités :

Unité 1 - Elle est faite de dépôts gréseux qui surmontent en transgression mais en concordance, les calcaires carbonifères (membre D de la formation de Gachâl). Ceux-ci sont corrodés et les grès quartzitiques de la base de l'unité, remplissent les cavités creusées dans les calcaires.

Unité 2 - La mer s'approfondit et dépose des calcaires de teinte gris-foncé, riches en Fusulines. Ce niveau, qui peut atteindre 75 m, est trés constant dans toute la région étudiée.

Grâce à l'abondance des fossiles, on peut vraiment l'appeler "calcaires à Fuselines". La base est un peu sableuse et prolonge insensiblement l'unité 1.

Unité 3 - La phase régressive se manifeste par des dépôts marneux, gris-verdâtre, à pisolites d'oxyde d'aluminium et de fer (pisolites latéritiques), qui encroûtent souvent la surface plus ou moins karstifiée des calcaires à Fusulines.

Ces termes de l'Unité 3 sont bien représentés dans la partie Nord de la zone centrale de Kalmard (anticlinal d'Halvan), ainsi que dans les affleurements paléozoïques de la zone orientale. Ils manquent dans la partie centrale et méridionale de la zone centrale, probablement décapés par l'érosion qui a précédé la deuxième phase transgressive du Permien.

Une coupe stratigraphique complète du membre A a été relevée dans l'anticlinal de Halvan à 4 km au Nord Ouest de Bisheh (Fig.16). On y observe, de bas en haut :

Unité 1

1) - Grès grossiers brunâtres, à stratification entrecroisée, avec quelques niveaux à graviers de quartz, et, à la base, des grès calcaires brunâtres, compacts, à concrétions férrugineuses (3m).

2) - Grès grossiers, blanc rosâtre , avec quelques niveaux à fins graviers de quartz et de minces couches de grès hématisés. L'ensemble est tendre et de teinte claire, facile à reconnaitre de loin (10m).

3) - Grès quartzitique compact, blanc rosâtre, à patine brunâtre, formant relief au dessus du niveau précédent. Stratification entrecroisée (10m).

Unité 2

4) - Dolomies gréseuses, grises, à stratification entrecroisée, montrant à leur sommet une surface d'altération à patine brune, ainsi qu'une texture plus grossière, avec des grains grossiers de quartz arrondi (11m).

5) - Calcaire légèrement marneux, gris-jaunâtre, moyennement lités, avec des bancs gréseux dans la partie inférieure (15m).

6) - Calcaire fin, gris-clair, bien lité, en bancs de 20 à 25 cm. Les plans de stratification sont couverts de débris de Crinoïdes (7m).

7) - Calcaire gris-foncé, montrant, au sommet, des intercalations de niveaux calcaires légèrement marneux. Faune de Coraux et fragments de Brachiopodes recristallisés. 8) - Calcaire à Bryozoaires, bien stratifiés, en bancs de 5 à 15 cm. Les couches à Bryozoaires, sont de teinte brune et alternent avec des couches claires (18m).

9) - Calcaires à Bryozoaires, bruns, trés écrasés, entrecoupés de fins niveaux calcaires marneux. Prés du sommet, quelques niveaux millimétriques de marnes grisâtres (10m).

10) - Calcaires à grain trés fins, gris, durs, donnant un banc épais formant un relief-repère jaunâtre (6m).

11) - Schistes verts, légèrement rougeâtres en surface, un peu sableux au sommet, coupés d'un banc de grès calcaire brun, épais de 50cm (7m).

12) - Calcaire fin, gris, jaune sur les surfaces altérées, légèrement sableux au sommet, avec de mauvaises traces de fossiles (2m).

13) - Schistes verdâtres, à colites et pisolites de 2 à 4 mm de diamètre. Ils contiennent quelques niveaux, minces, de calcaires marneux qui restent en relief(15 m).

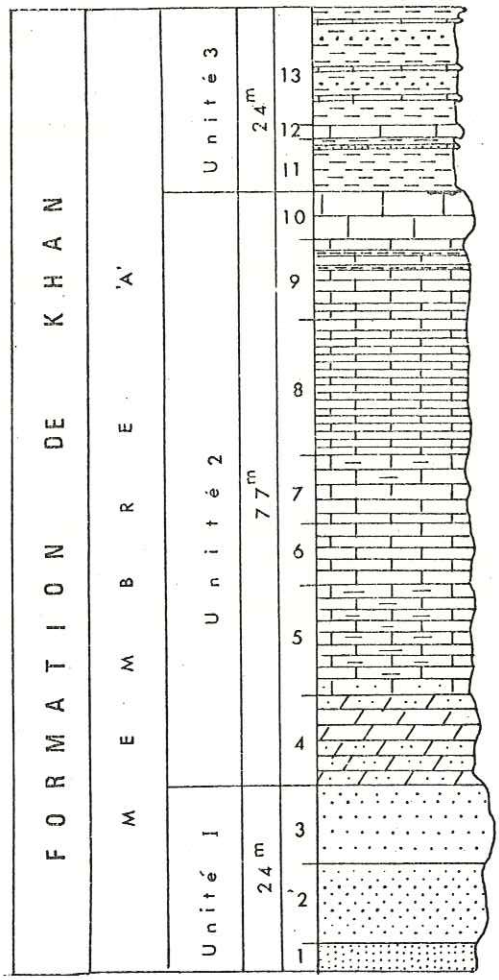


Fig. 16 - Membre " A " de la formation de Khan - (Permien inférieur) Echelle 1:1000

Fossiles

Les Foraminifers étudiés dans les différentes plaques minces des calcaire à Fusulines permettent de fixer un âge permien inférieur. Ce sont :

Ech. n° 756 (S.W. Darin)

Fusulinidés
Schwagerina sp
Ammediscidae
Brevaxina sp
Padangia sp
Geinezia sp, d'âge permien (dét. Hamdi)

Ech. n° 1526 (Kal-e-Hamzeh)

Cf. Meandrapsina
Pseudofusulina sp, d'âge permien inf (dét. Hamdi)

Ech. n° 174 (Yargo)

Pseudofusulina sp
Textularidae, d'âge permien inf (dét. Hamdi)

Ech. n° 423 (Qor-e-Hosseini)

Cornuspira sp
Tuberitina
Staffella sp
Algues, d'âge permien (dét. Mehrnush)

Ech. 446 (Rahdar)

Hemigordius sp
Endothyra sp
Algues, d'âge probablement permien inf. (dét. Mehrnush)

Comparaisons avec les autres régions

Le membre A de la formation de Khan peut être facilement correlé avec des couches similaires de l'Elbourz et de l'Iran Central qui appartiennent aussi au niveau de transgression (Fig.17)

Dans la chaîne de l'Elbourz, c'est la " formation de Dorud " dont la coupe-type a été relevée en 1963 dans la vallée de Djajerud - A. Asseretto y a distingué 4 lithozones différentes :

- La première lithozone se compose de 50 m de marnes argileuses grises, avec des intercalations de calcaires marneux et de grès pélitiques. Elle n'a pas son équivalent dans la région de Kalmard, et certains arguments prouvent d'ailleurs qu'elle n'appartient pas à la formation de Dorud :

Elle est recouverte en discordance par la 2ème lithozone.

A l'Est de Ghal-Ghol Cheshmeh, cette première lithozone manque et la formation de Dorud débute par les quartzites de base de la deuxième lithozone (Asseretto, 1966, p.29). Même chose dans la vallée de Chabus, au voisinage du village de Hasanak-dar, où la deuxième lithozone de la formation de Dorud surmonte directement le membre A de la formation de Geirud (Dévonien supérieur) (Glaus).

En 1971, Ahmadzadeh a trouvé dans cette lithozone un conodonte du Viséen-Namurien (Prioniodina Galea). De même,différents Foraminifères : Globivalvulina, Archaediscus, (Asteroarchaediscus) baschkiricus, étudiés par F.Bozorgnia (1973), indiquent un âge namurien inférieur.

Tout ceci explique que certains auteurs séparent maintenant du Permien cette première lithozone sous le nom de " Formation de Dozedehband ", d'âge encore carbonifère.

- La deuxième lithozone de la formation de Dorud est faite de dépôts schisto-gréseux. Sa partie inférieure contient un banc de quartzite conglomératique. Cette lithozone est bien l'équivalent du membre A de la formation de Khan, de la région de Kalmard, où l'on retrouve quartzite et grès.

- La troisième lithozone se compose de 20 à 50 m de calcaires trés durs et compacts,avec des lits à Fusulines (Pseudoschwagerina, Parafusulina, Triticites indiquant un âge permien inférieur (Darvasien). Cette lithozone est évidemment l'équivalent exact de l'unité 2 de notre membre A.

- La quatrième lithozone se compose de silts laminés, avec des intercalations de schistes verts. Au sommet Asseretto y ajoute un banc de quartzite dur. Si l'on excepte ce dernier, cette quatrième lithozone est évidemment l'équivalent de notre unité 3, à faciès régressif. Les pisolites d'oxyde d'aluminium manquent également.

En fait le banc de quartzite dur représente le début de la deuxième transgression du Permien. Une observation parle d'ailleurs en faveur de cette interprétation : dans la zone centrale de Kalmard où les assises schisteuses de l'Unité 3 ont disparu en raison de l'érosion liée à cette régression, le banc de quartzite persiste et forme ainsi la base de la série sus-jacente. C'est donc avec elle qu'il sera décrit.

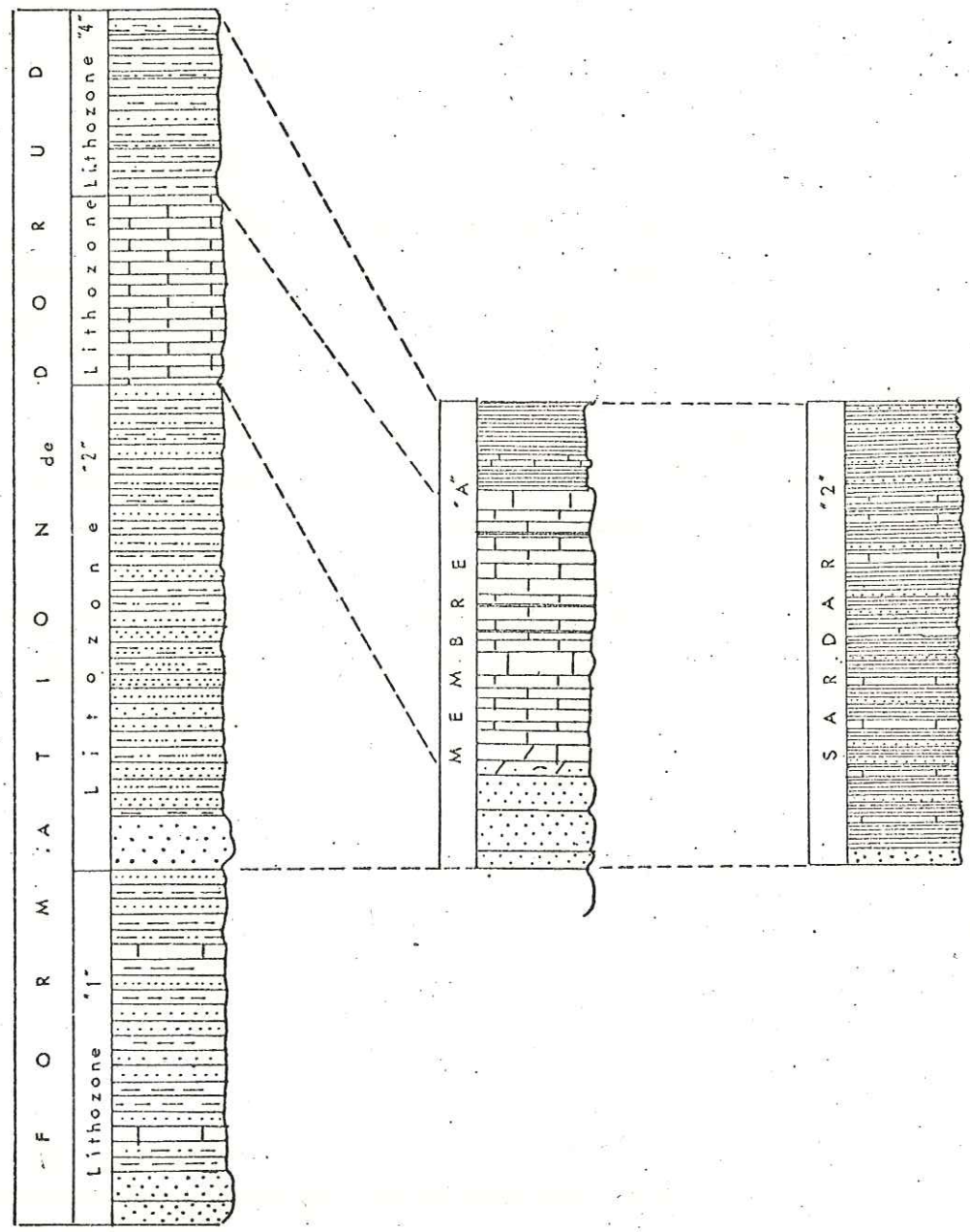
A l'Est de l'Iran Central, la partie supérieure des séries schisto-gréseuses de la formation de Sardar, renferme une faune du Permien inférieur. Par exemple, D.L.Stepanov a étudié en 1968, les Brachiopodes récoltés sur le versant Est du Kuh-e-Shish Angosht, à 3 km au delà de la limite Nord du terrain que j'ai étudié, et a pu y déterminer Orbiculoidea sp . Derbya gr. régularis Waag, Spiro-marginifera gr. ovalis Waag, du Permien inférieur moyen.

Ainsi, pour ce qui est de son âge, la partie supérieure de la formation de Sardar (Sardar 2) correspond - elle bien avec le membre A du Permien de Kalmard. Quelques auteurs ont attribué une partie de Sardar 2 au Carbonifère supérieur, mais ceci parait douteux.

L'existence du Pennsylvanien, qui n'est connu nulle part ailleurs en Iran, est tout a fait incertaine et repose uniquement pour l'instant sur une Goniatite que O.Walliser a rapporté à Gastrioceras (Branneroceras) cf. branneri Smith, mais dont la détermination devrait être reprise.

Dans la région de Posht-e-Badam, à l'Ouest de Kalmard, la série permienne est légèrement métamorphisée et déformée. Elle surmonte directement soit le Précambrien, soit le Paléozoïque inférieur (Haghipour, 1974). Elle débute par des conglomérats, des schistes ardoisiers, des grès psammitiques ou argileux et des calcaires à Fuselines. Cet ensemble présente quelque ressemblance avec le membre A de la formation de Khan dans la région de Kalmard.

Fig. 17 : Corrélation entre le "Membre A" de la formation de Khân et les dépôts correspondants des régions voisines.



Ech : 1: 2000

2.2. Membre B (Calcaire à Brachiopodes)

La première régression intrapermienne est courte et la mer recouvre rapidement la plate-forme de Kalmard. La nouvelle série repose donc en transgression mais en concordance sur les dépôts sous-jacents.

Le cycle sédimentaire du membre B se compose d'un niveau détritique, puis aprés approfondissement de la mer, de dépôts carbonatés. Le cycle se termine par des marnes à plantes, faciès déjà régressif. Comme précedemment on pourra donc facilement distinguer 3 unités, de bas en haut :

Unité 1

30 à 40 m de grès quartzitique massif, à patine brunâtre, avec de trés rares et trés minces intercalations de schistes gréseux ou de calcaires gréseux.

Unité 2

50 à 130 m de calcaire légèrement marneux, avec des intercalations locales et minces de marnes. Ce calcaire est riche en Brachiopodes, surtout des Productidés, d'où le nom de "calcaire à Brachiopodes" parfois donné à l'ensemble du membre B.

Unité 3

15 m de schistes et de grès schisteux à plantes. Cette unité n'est connue que dans l'anticlinal déversé de Gachâl. Partout ailleurs, elle semble avoir été érodée avant la troisième transgression permienne.

La coupe-type du membre B a été prise dans l'anticlinal d'Halvan, où malheureusement, l'unité 3 a disparu. Celle-ci sera donc relevée sur le versant Ouest de l'anticlinal de Gachal (Fig.18).

La succession reconstituée des assises est la suivante, de bas en haut :

Halvan

1) - quartzite blanc, dur, à grain variable, moyennement lité, à patine brunâtre, montrant vers son milieu un niveau de grès brun pâle. La partie inférieure contient des nodules arrondis d'hématite (17 m).

2) - Schistes sableux jaunes, avec quelques alternances de grès ocres (3 m).

3) - Grès quartziteux blancs, rarement ferrugineux, en bancs de 2 à 3 m, à stratification entrecroisée, avec lentilles de graviers de quartz. Les surfaces altérées montrent une patine désertique brun-noir (8m).

4) - Calcaire faiblement gréseux, gris, avec des niveaux brunâtres. Quelques traces de fossiles (2m).

5) - Quartzites blancs, sableux à sa partie inférieure, finement lités passent graduellement vers le haut à des quartzites trés durs, à patine désertique brun foncé (4m).

6) - Calcaires bien lités, alternant, avec des calcaires marneux grisâtres ou rougeâtres, coupés de niveaux de marnes rougeâtres, avec de nombreux Productus, Bellerophon (66 m).

7) - Dolomie grise, alternant avec des dolomies calcaires de même couleur, plus tendres (5m).

Gachal

8) - Schistes gris-verdâtres, légèrement sableux, à débris de plantes (4m).

9) - Schistes gréseux à minces lits de grès marneux et quelques passées de calcaires marneux (7m).

10) - Calcaires marneux, localement gréseux, gris-verdâtres, formant relief (2m).

11) - Schistes sableux, gris-verdâtres, associés à quelques bancs de calcaires schisteux épais de 5 à 10 cm (2m).

Fossiles

Les Foraminiferes et les Brachiopodes récoltés dans les différentes coupes de " Membre A ", permettent de fixer un âge permien inférieur. Ce sont :

Ech. n°9 (Chah-e-Arof)

Schellwienella gr crenistriata Phill
Pustula abnakensis Fantini Sest
Fluctuaria undata Defr.
Dielasma sp. (dét. Stepanov)

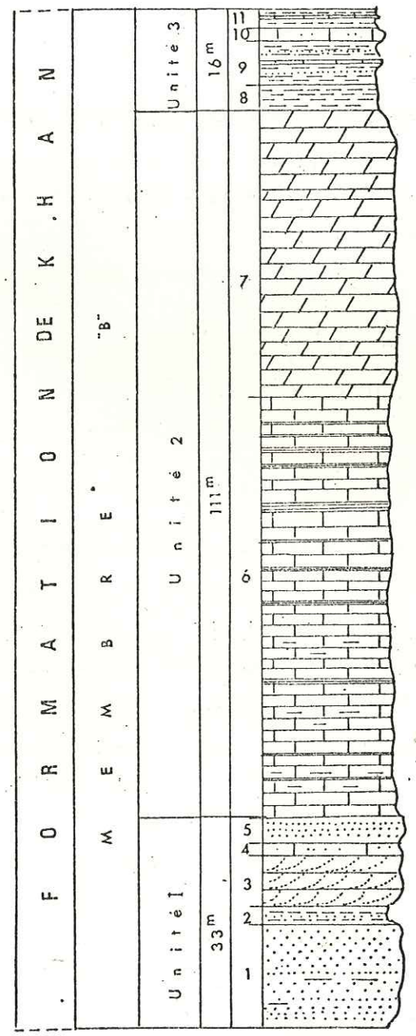
Ech. n° 145 (Halvan)

Geinitzina sp
Globivalvulina sp
cf Cribrogenerina
Ostracodes
Algues, d'âge permien (dét. Hamdi)

Ech. n°173 (Yargo)

Globivalvulina biserialis.
Lunucammina sp
Pachyphoidia sp
Fusulinidés, de la partie moyenne du Permien supérieur (Dét. Hamdi)

Fig. 18 : "Membre B" de la formation de Khan (Permien supérieur).



Echelle : 1/1000°

Ech. n° 212 : Zone orientale de Kalmard

Geinitrina sp
Padangia sp
Globivalvulina sp
Glovivalvulina biserialis
Globivalvulina bulloides , d'âge Permien supérieur (dét. Hamdi)

Comparaison avec les autres régions (Fig. 19)

Le membre B du Permien de Kalmard est tout à fait comparable à la formation de Ruteh de l'Elbourz. Celle-ci a été décrite par Assereto sur le versant Sud de la chaîne, dans la vallée de Rutch. Elle se compose de 350 m de calcaires organogènes gris-foncé à noirs, moyennement lités, à Brachiopodes et Coraux, notamment :

Orthotichia indica Waagen
Spiromarginifera belica Abich
Protomichelinia favositoïdes Girty

du Permien supérieur (Murgabien et probablement Darwasien terminal (1) (Fantini Sestini, 1965, Flugel, 1964).

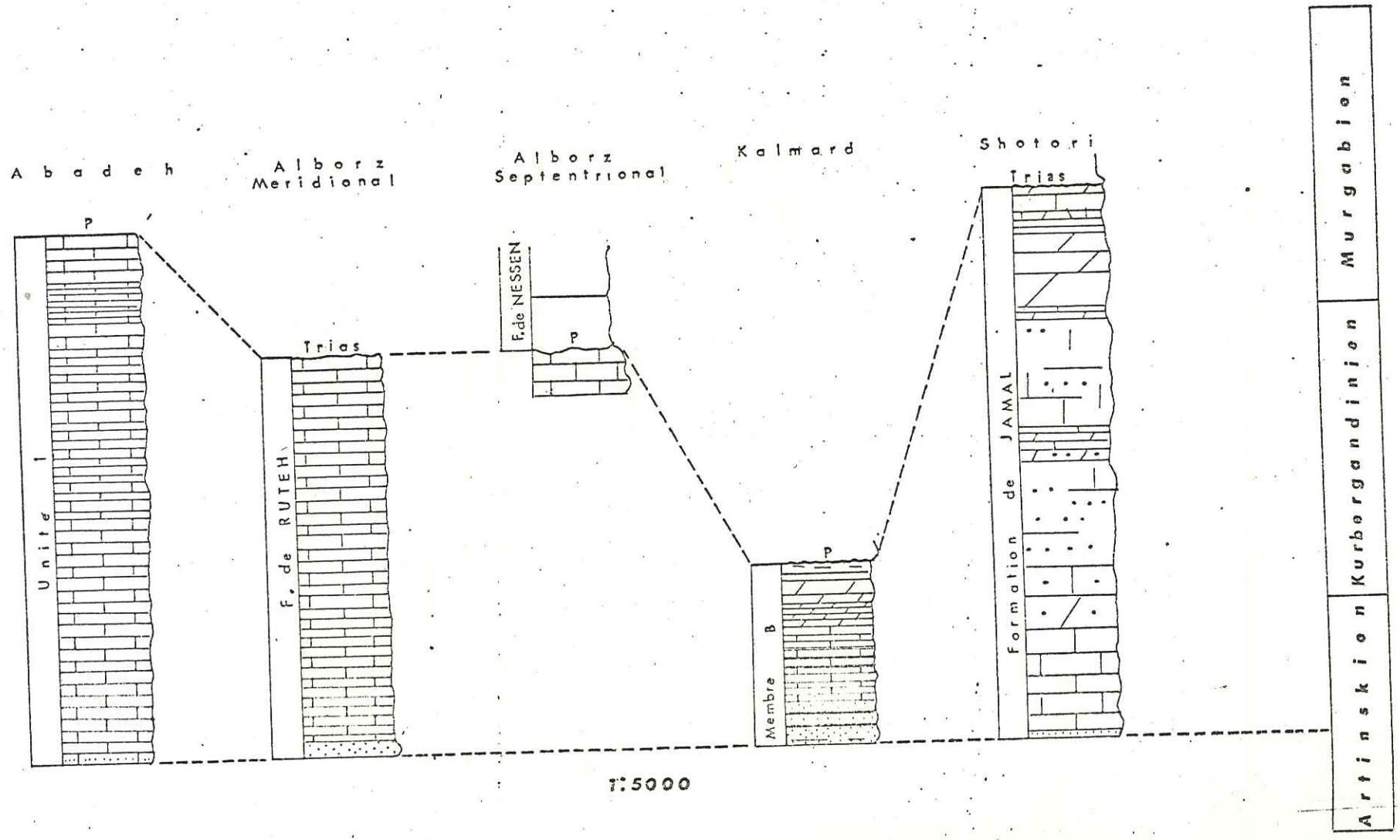
La seule différence est que dans l'Elbourz, il y aurait, selon Asseretto, passage graduel entre la formation de Dorud (Permien inférieur) et celle de Rutch, alors que dans la région de Kalmard, on observe une discontinuité sédimentaire entre les membres A et B. Ceci n'est pas absolument certain car la mer du Permien supérieur, a gardé son caractère transgressif dans tout le Nord de l'Iran, au point que dans le Nord Ouest, la formation de Rutch repose directement sur les assises plus anciennes que le Permien. Nous avons déjà dit que, pour cette raison, il n'est pas logique de mettre le quartzite de la base de la formation de Rutch au sommet de celle de Dorud.

A sa partie supérieure, la formation de Rutch est, sur le flanc méridional de l'Elbourz, directement recouverte, et en concordance, par le Trias inférieur ("calcaires vermiculés"), le contact étant jalonné de croûtes sidérolithiques. C'est seulement sur le versant Nord de l'Elbourz, au Sud de Chalus (Glauss) et d'Amol (Stepanov et al.) que réapparait le Permien terminal, comme à Kalmard. C'est la " formation de Nessen " qui est séparée de celle de Rutch par une discontinuité sédimentaire.

---

(1) Pour l'équivalence de ces termes avec la terminologie européenne, voir le tableau 3

Fig. 19 : Corrélation entre le "Membre B" de la formation de Khan et les dépôts correspondants des régions voisines.



A L'Est de l'Iran Central, le Permien moyen et supérieur est représenté par la "formation de Jamal", dont le stratotype a été pris par Stöcklin et al. (1965) dans la chaine de Shotori. La coupe type, épaisse de 473 m, montre essentiellement des calcaires massifs, avec quelques assises dolomitiques au sommet. La formation repose transgressivement sur les dépôts gréso-schisteux de la formation de Sardar (Sardar 2).

Dans la région de Shirgesht, la formation de Jamal, de faciès identiques à celui de la coupe type, s'épaissit (750 m). Bien que l'étude paléontologique ne soit pas encore assez poussée, il apparait que l'âge de cette formation (Permien moyen à supérieur) la rend tout à fait comparable à celle de notre membre B.

Dans la région de Posht-e-Badam, la partie supérieure de la série permienne est constituée d'une masse importante de bancs calcaires blancs ou noirs, à Fusulines (Haghipour 1974), qui rappellent ceux de notre membre B.

Parmi les autre coupes du Permien de l'Iran Central, on peut comparer également ce membre B à l'unité 1 du Permien d'Abadeh (H.Taraz, 1972). Celle-ci est faite de plus de 450 m de calcaires massifs, durs, de teinte grise.

La base de cette unité 1 renferme :

Pseudoschwagerina
Schwagerina
Schubertella

de l'Artinskien (sommet du Permien inférieur).
Elle est considérée comme guadalupienne dans sa partie supérieure.

2.3. Membre C

Il est séparé des séries jous-jacentes par une discontinuité sédimentaire. Malheureusement, l'absence de données paléontologiques ne permet pas de préciser le début de la troisième transgression permienne sur la plate-forme de Kalmard. C'est par comparaison avec les autres coupes du Permien d'Iran, que l'on peut penser que cette transgression s'est faite au Mourgabien moyen (1). Comme les précédentes, la mer est peu profonde: Ce régime marin persistera, jusqu'à la fin du Permien, coupé de deux discontinuités mineures. Grâce à ces dernières, jointes à quelques particularités lithologiques, le membre C du Permien de Kalmard peut être subdivisé en 3 unités différentes (Fig. 20):

---

(1) Pour l'équivalence de ces termes avec la terminologie européenne, voir le tableau 3

Unité 1

7 à 84 m de dépôts détritiques, avec des intercalations carbonatées. Le sommet de l'unité est latéritisé, et cette phase d'altération se situe entre Guadalupien et Djulfien (1).

Unité 2

Dolomie avec des lentilles de calcaires fossilifères qui indiquent l'âge djulfien (1). Le sommet de cette unité est à nouveau une surface d'érosion recouverte soit pas les calcaires gris du Djulfien supérieur, soit directement par le Trias inférieur (Jusqu'a 120 m).

Unité 3

Quelques mètres de calcaires gris foncé, qui manquent localement, et représentent le Djulfien supérieur.

a) l'unité 1 . Elle se présente comme un niveau repère rougeâtre à la base des dolomies du Permien terminal, à l'exception de l'anticlinal de Halvan et des affleurements du Kuh-e-Gorbun situé dans la zone orientale de Kalmard, où l'unité est très réduite en épaisseur (7m environ au maximum).

Cette unité repose généralement en concordance sur la surface érodée du membre B. Le niveau quartziteux de base n'existe pas partout, mais, de toute façon, d'autres faciès détritiques marquent le caractère transgressif du membre C.

La coupe la plus complète de cette unité se présente au Kuh-e-Bakhski, à quelques kilomètres au Sud-Est de Cheshmeh Khajeh Hassan. On y voit, de bas en haut :

1) - Quartzite trés dur, hématisé, montrant un certain granoclassement. Patine désertique noire (8m).

2) - Grès quartzitique, blanc-rosâtre, moyennement lité, avec des niveaux à granules de quartz . (13m).

3) - Quartzite dur, à grain fin, hématisé, massif, à stratification entrecroisée, avec quelques trés minces niveaux de graviers quartzeux (6m).

4) - Grès quartzitique blanchâtre, plus rarement rougeâtres par hématisation, en bancs massifs, généralement durs, recouverts d'un enduit, manganésifère (12 m).

5) - Calcaire légèrement recristallisé, fin, gris-clair, moyennement lité, gréseux à la base (10m).

---

(1) Pour la correspondance de ces termes avec la nomenclature européenne, voir le tableau 3.

Dans l'échantillon n° 86, ce calcaire a fourni :

Padangia sp.
Lunucammina sp.
Lunucammina cf. perberata
Ammodiscidulae
Ostracodes
Bryozoaires , d'âge permien (dét. Hamdi)

- 6) - Calcaire grossier, cristallisé, partiellement dolomitique, bien lité, en bancs de 10 à 20 cm (8m).

- 7) - Dolomie à grain fin, alternant avec des dolomies calcareuses bien litées, en bancs de 10 à 20 cm (12m).

- 8) - Quartzite massif, trés dur, à patine désertique rouge-brunâtre (7 m).

- 9) - Schistes vert-gris, alternant avec de minces lits gréseux. Tout le niveau est associé à des lentilles et des lits trés minces de latérite (10 m).

Si l'on compare avec d'autres séries iranniennes, bien datées (versant Nord de l'Elbourz notamment) cette latéritisation interviendrait à la limite du Guadalupien et du Djulfien.

b) - L'unité 2. Dans la majeure partie de la zone centrale de Kalmard, cette unité se distingue par l'apparition de dolomies grises à brun-clair formant falaise entre les deux niveaux rougeâtres de l'unité 1 et la série également rougeâtre du Trias inférieur (Formation des Shorkh Shales).

La coupe détaillée de cette unité a été prise dans l'anticlinal de Halvan, à quelques kilomètres au Nord-Ouest de la localité de Bisheh. Dans cette coupe, la base de l'unité repose sur la surface gréseuse oxydée de l'Unité 1.

La coupe choisie montre une homogénéité assez grande de la lithologie. On peut y distinguer, de bas en haut :

- 1) - Dolomie légèrement gréseuse, grise, en bancs épais (9 m).

- 2) - Dolomies cristallisées, grises, massives, à patine brun clair (12 m).

- 3) - Dolomies grisâtres, dures, bien litées, contenant quelques intercalations de calcaires dolomitiques à leur sommet (18 m).

Les intercalations calcaires renferment les Foraminiferes suivants :

Ech. n° 162

Agathammina sp.
Globivalvulina sp.
et des Algues (Vermiporella nipponica), d'âge permien (dét. Hamdi)

- 4) - Dolomies cristallisées, gris-brun, à patine claire, en bancs épais de 3 à 4 m. (17m).
- 5) - Dolomies grises massives, formant falaise (33 m).

Ce niveau contient quelques lentilles éparses de calcaires dolomitiques. Il est directement surmonté par les dépôts rougeâtres du Trias inférieur : son toit est une surface d'érosion revêtue de lentilles latéritiques que l'on peut décrire aussi bien avec le membre C du Permien de Kalmard qu'avec le Trias inférieur (formation des Shorkh Shales).

c) - L'Unité 3 . Elle est faite de quelques mètres seulement de calcaires gris-foncé à noirs, qui manquent souvent en raison de l'érosion antétriasique. On ne les connait que dans deux affleurements :

a) au Kuh-e-Qorbur, dans la zone orientale de Kalmard, au Nord de la vallée de Deshnuk.

b) sur le versant Ouest de l'anticlinal de Kalmard, dans la vallée d'Abdallah Hu.

Il s'agit de calcaires noirâtres, à faune permienne, sans plus de précision.

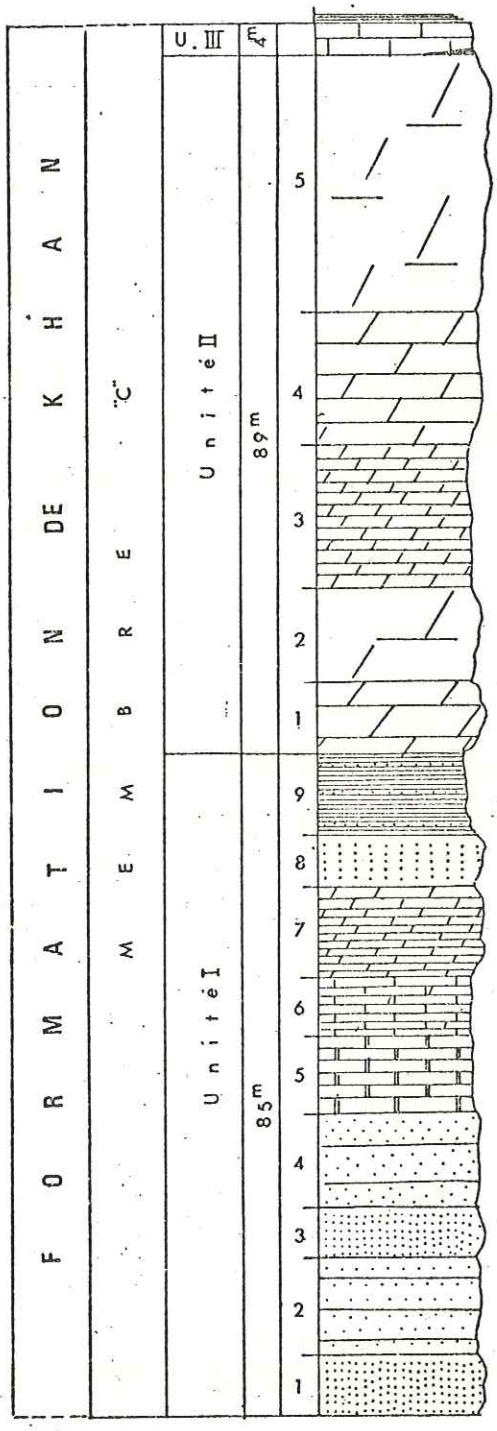
Ech. n° 206

Hemigordiopsis
Glomospiro sp.
Archaediscus sp.
Padangia sp. , d'âge permien (Dét. Hamdi)

C'est seulement la comparaison avec la chaine de l'Elbourz, qui permet de préciser l'âge djuefien supérieur de cette unité.

Au sommet, cette unité, est recouverte directement par les schistes du Trias inférieur, avec un enduit intermédiaire de latérite qui souligne la limite Permien-Trias. On y connait aussi des lentilles d'argile réfractaire, attribuées à la base du Trias inférieur (dans la vallée de Nimruz).

Fig. 20 : "Membre C" de la formation de Khan (Permien Terminal).



(Echelle 1/1000°)

Comparaison avec les autres régions

Le membre C représente donc les dépôts du Permien terminal. Ces assises sont en général peu connues sur le territoire iranien. On les connait sur le versant Nord de l'Elbourz (formation de Nessen). Sur le versant Sud de cette chaîne, ils ne sont connus que dans la coupe de Mobarak (Fantini-Sestini, 1965 C), dans la vallée de Schemshak, celle de Rutch et à l'Est de la route Karaj-Chalus, entre Nessa et Hassanakdar (F. Bozorgnia, 1973).

Le stratotype de la formation de Nessen se situe à 14 km au Nord-Ouest du village de ce nom, sur le flanc Nord de l'Elbourz (Glauss 1965,1966). Il comprend 229 m de calcaires et de schistes recouvrant le mélaphyre et les conglomérats du Murgabien. Mais la coupe qui se rapproche le plus de celle de la région de Kalmard, se trouve au Sud d'Amol, et a été décrite par Stepanov et al(1969). Une comparaison unité par unité y est possible. En résumant les choses, on peut dire que la partie inférieure de la formation de Nessen de la région d'Amol, faite de dépôts schisteux rouges, repose sur la surface érodée de la formation de Rutch (Permien moyen à supérieur). Un niveau plus argileux couronne ces schistes rouges. L'auteur en fait la base de l'étage Djulfien. On peut comparer au niveau argilo-latéritique du sommet de l'unité 1 du membre C de la formation de Khan.

Le Djulfien de cette coupe de l'Elbourz, a un faciès carbonaté, et la masse de ces calcaires et dolomies est coupée par un niveau d'argile tendre. On peut y voir la limité entre les unités 2 et 3 du membre C de Kalmard. Les couches du passage Permien-Trias manquent dans la chaîne de l'Elbourz (Stöcklin, 1971 p.199), ce qui correspond à la couche latéritisée de la région de Kalmard.

En 1969, Stépanov et al. ont décrit une intéressante coupe du Permien de la région de Djulfa. La série de Khachik de cette coupe représentant le Guadalupien Supérieur. C'est-à-dire l'équivalent de l'unité 1 du membre C de Kalmard, le Djulfien inférieur, ou formation d'Abadeh, manque, ce qui souligne la discontinuité entre le Djulfien et les termes sous-jacents (Fig.21). Au dessus viennent des couches carbonatées pas trés épaisses qui correspondent à l'unité 2 du membre C de Kalmard.

En Iran Central, les dépôts du Permien terminal sont trés peu développés ainsi qu'on l'a déjà dit. Dans la chaîne de Shotori et la région de Shirgesht, ils sont inconnus : nous n'avons donc pas là l'équivalent de notre membre C.

Dans la région de Kharounagh, au Nord de Yazd (Valeh, sous presse), le Permien est représenté par des faciès dolomitiques ou calcaréo-dolomitiques renfermant des débris et dents de Sélaciens. Dans la même région, au Kuh-e-Bachi, on a cité un niveau de bauxite à la base de ces dolomies qui reposeraient directement sur le Carbonifère inférieur.

Faute de fossiles l'âge de ces dolomies n'a pu être précisé. Si l'on met en parallèle ce niveau de bauxite avec celui que l'on trouve à la base de l'unité 2 du membre C de la région de Kalmard, on voit donc que les membres A et B n'y seraient pas représentés, probablement par suite de l'émersion du compartiment. Rappelons que les conditions sont analogues sur le flanc méridional de l'Elbourz où la formation de Nessen (Permien terminal) repose directement sur le Viséen (F.Bozorgnia, op, cit, p.25)

Dans la région d'Abadeh, les unités 2 et 3, du Permien , de faciès carbonatés, ont fourni :

Climacommina sp.
Pachyphloia sp.
Tuberitina sp.

du Guadalupien terminal. Ces deux unités sont donc comparables à la partie inférieure du membre C de la formation de Khan. Elles reposent avec un contact transitionnel sur l'unité 1 (Artinskien-Guadalupien inférieur), c'est à dire que la phase épirogénique du Guadalupien moyen, en général bien marquée en Iran, ne se manifeste pas à Abadeh.

Les unités 2 et 3 passent normalement aux unités 4 et 5. Celles-ci ont fourni :

Stafella sphaerica Mollet
Hemigordius sp.
Pseudovermiporella sp.
Araxilevis intermedius (Abich)

d'âge djulfien inférieur.

Ces deux unités ont été appelées par H. Taraz "Formation d'Abadeh". Elles ne sont pas connues ailleurs, car, comme à Kalmard, le passage du Guadalupien au Djulfien est marqué par une interruption de sédimentation avec niveau bauxitique. C'est donc seulement dans la région d'Abadeh que l'on connait, pour l'instant, le passage progressif entre les deux étages.

Les unités 6 et 7 de la coupe d'Abadeh, du Djulfien supérieur, peuvent être considérées comme équivalente de la partie supérieure du membre C de la formation de Khan (Voir fig. 21).

Mais comme précedemment, l'unité 7 passe progressivement au Trias inférieur, tandis qu'il y a interruption de sédimentation à Kalmard.

Fig. 21 : Corrélation entre le "Membre C" de la formation de Khan et les dépôts correspondants des régions voisines.

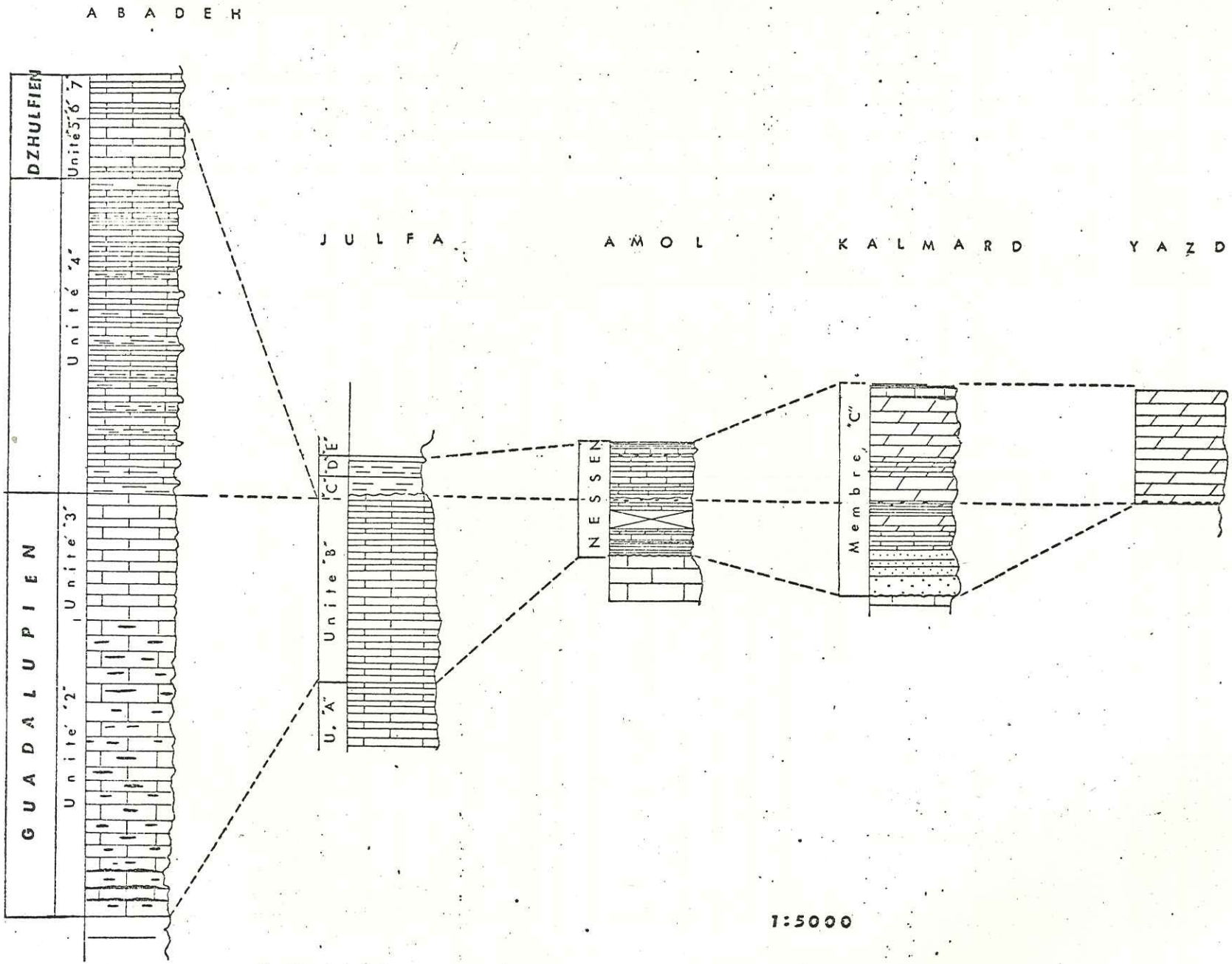
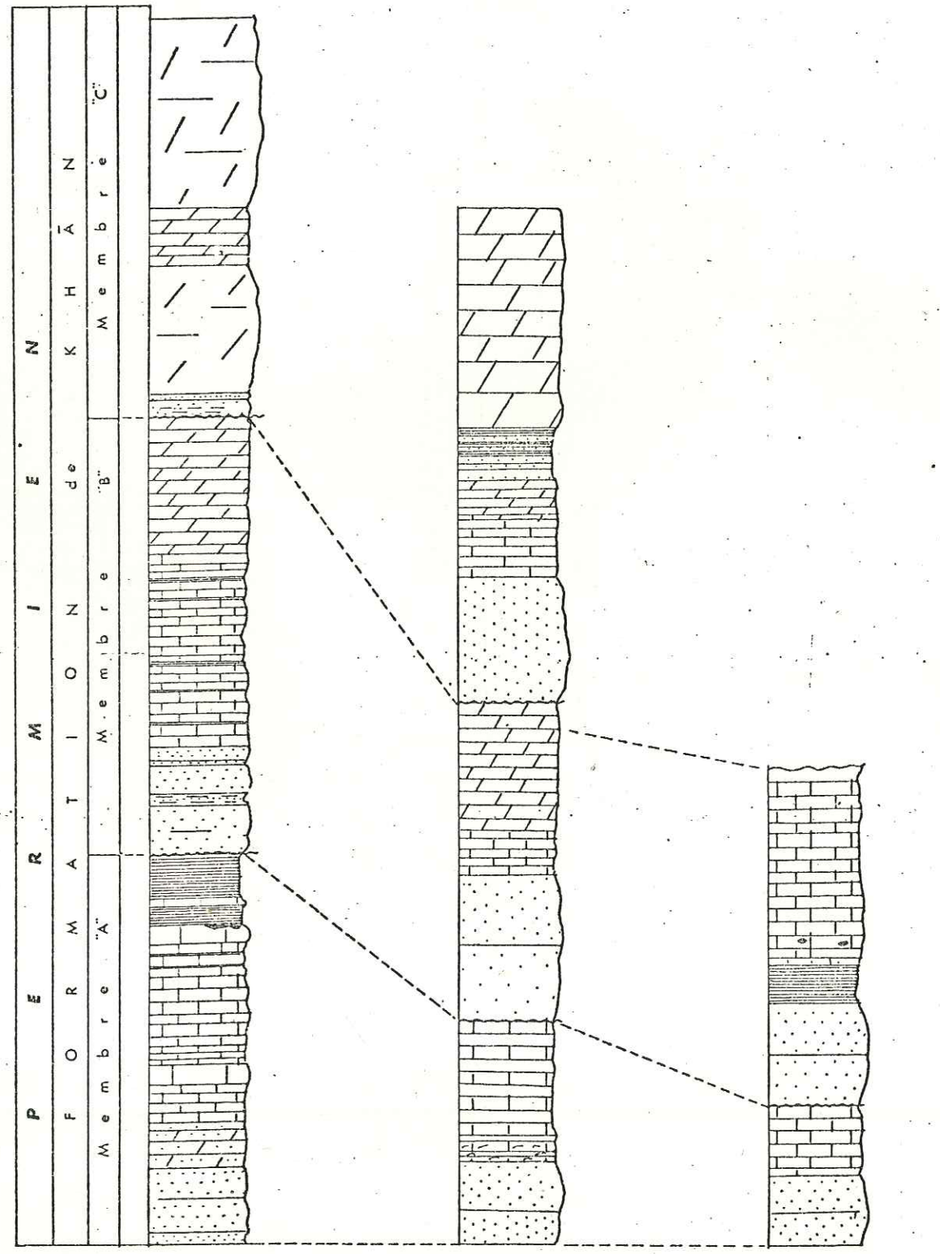


Fig. 22 : Corrélation entre les différentes coupes du Permien dans la région de Kalmard.



Coupe du Halran Coupe du Bakhshi Coupe de Rahdar

Ech. : 1/2 000

2.4. Description des affleurements permiens de la région de Kalmard

Pendant le Permien, la zone occidentale de Kalmard est restée émergée. Dans la zone orientale, des dépôts de cet âge sont limités aux affleurements du Kuh-e-Gorbun. C'est seulement dans la zone centrale que la formation de Khan affleure plus largement.

a) dans la zone orientale, les assises du Permien sont trés faillées et plissées, les plis pouvant même être déversés et chevauchants. Les coupes stratigraphiques sont donc assez pertubées et ne se prêtent pas bien à des relevés stratigraphiques précis. La base du Permien n'est pas visible.

Les faciès du Kuh-e-Gorbun se montrent trés voisins de ceux du Kuh-e-Halvan à l'extrémité Nord de la zone centrale de Kalmard. La particularité de ces roches est l'existence de niveaux schisteux pisolitiques, caractéristiques de la phase régressive du membre A. De plus on peut noter l'amincissement du niveau latéritique rougeâtre de l'unité 1 du membre C (Permien terminal).

b) dans la zone centrale (Fig. 22), l'affleurement de Halvan, au Nord de cette zone, montre la série la plus épaisse de la formation de Khan. C'est donc là qu'on a décrit les différents membres de la formation.

Le Flanc E de l'anticlinal de Kalmard contient une coupe complète des dépôts du Permien. Ces dépôts ont été assez fortement plissés par suite de leur glissement dysharmonique sur les gypses du Carbonifère inférieur. Vers le Nord, ils se limitent exclusivement aux calcaires à Fusulines (membre A). Les diminutions d'épaisseur sont certainement à relier à la phase d'érosion antéliasique.

Sur le flanc Ouest de l'anticlinal de Kalmard, les dépôts du Permien ont un aspect différent. Les deux horizons transgressifs des membres A et B de la formation de Khan sont moins épais (quelques mètres au maximum), si bien que le Permien offre une dominance de sédiments carbonatés. Les calcaires à Fusulines et Brachiopodes ont, de plus, une coloration plus sombre que sur le versant Est de l'anticlinal. De sorte que l'ensemble du Permien offre ici plus de ressemblances avec la formation de Jamal du bassin de Shirgesht qu'avec celle de l'autre versant de l'anticlinal de Kalmard.

Comme sur ce dernier, la puissance diminue du Sud au Nord.

Sur l'anticlinal de Rahadar-Gachâl, le Permien offre une série complète au Sud, mais, vers le Nord, les érosions antéliasiques en ont fait disparaitre toute la partie supérieure, si bien qu'au Kuh-e-Rahdar, le Lias repose directement sur la surface érodée du membre B de la formation de Khan.

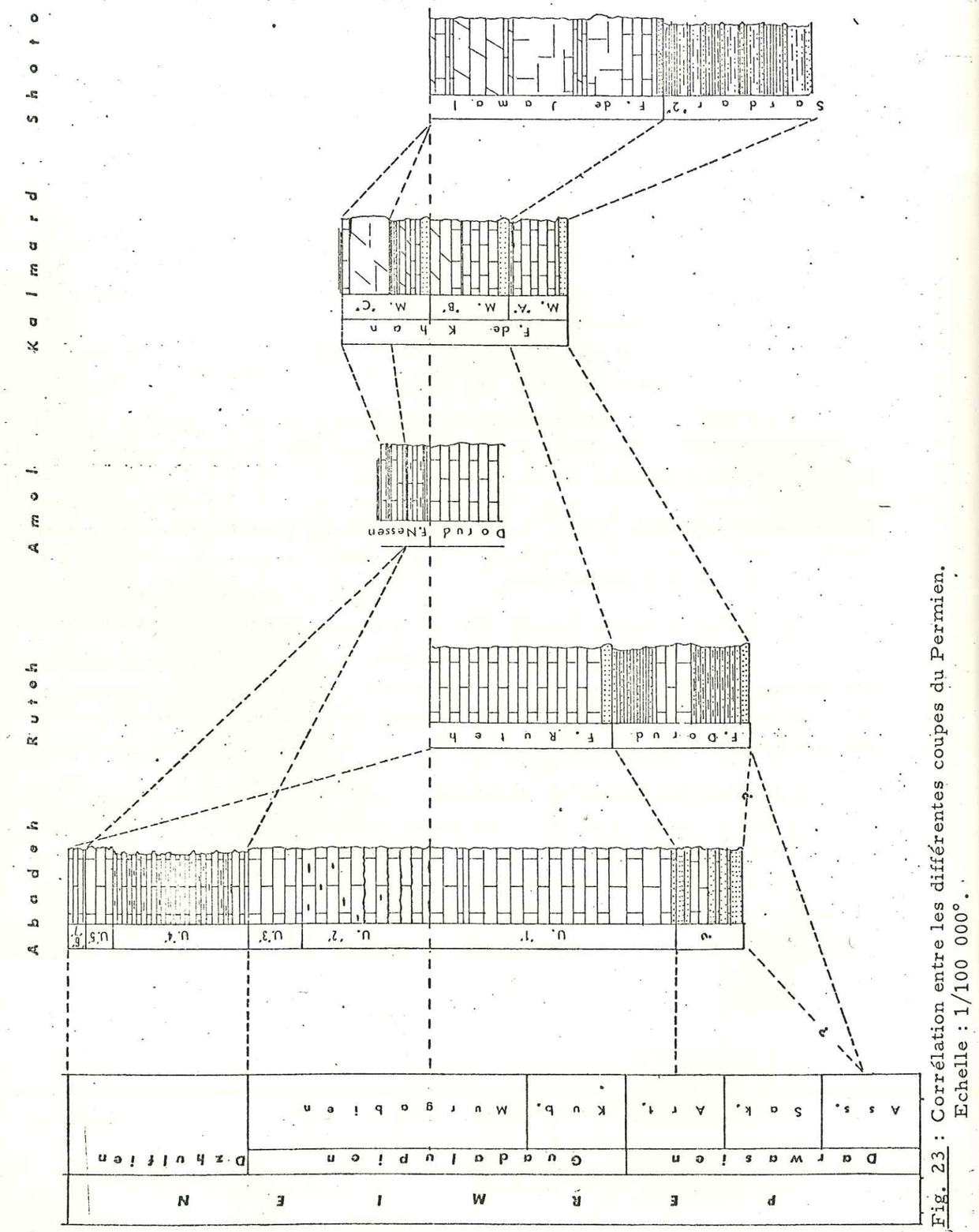


Fig. 23 : Corrélation entre les différentes coupes du Permien.
Echelle : 1/100 000°.

3. Conclusion

Tout ce qui précède montre qu'au début du Permien (étage Asselien), la mer transgresse aprés l'émersion du Carbonifère supérieur, et recouvre la majeure partie du territoire iranien. Les conditions sont épicontinentales et les dépôts d'abord terrigènes. Puis le régime marin devient plus franc et les faciès calcaires apparaissent, de type peu profond cependant. Une régression s'amorce, traduite par des faciès marneux.

Les assises de cette première phase transgressive correspondent à la formation de Dorud de l'Iran du Nord, à celle de Sardar 2 dans l'Est de l'Iran Central, et au membre A de la formation de Khan de la région de Kalmard.

A la fin du Permien inférieur (Artinskien), une deuxième transgression se produit, avec des dépôts plus carbonatés. C'est l'équivalent de la formation de Rutch de l'Elbourz, de Gnishik à Djulfa.

A la fin du Guadalupien (Murgabien),des mouvements épirogéniques interrompent la transgression, sauf dans les régions d'Abadeh et de Djulfa. Dans cette dernière les séries de l'unité A ou unité de Gnishik - passent à l'unité B ou unité de Khachir. Selon Asseretto, les mouvements auraient provoqué l'émersion du versant méridional de l'Elbourz, émersion qui se prolongerait jusqu'au Trias inférieur et serait marquée par un horizon sidérolithique entre Permien moyen et Trias inférieur. Mais récemment, F. Borzognia (N.I.O.C.) a découvert des fossiles djulfiens dans les couches superposées à ce niveau sidérolithique. Il a donc conclu à l'existence de la mer, au moins au Djulfien, sur le versant S de l'Elbourz.

Ce niveau sidérolithique est connu presque partout en Iran, sauf dans la région d'Abadeh, mais il peut aussi être latéritique, bauxitique (Kalmard) voire même simplement représenté par des lentilles d'argile réfractaire (Amol).

La mer transgresse une troisième fois, au cours du Permien, mais les dépôts correspondants sont trés peu développés en Iran. On les connait seulement dans la région de Kalmard, dans l'Elbourz septentrional, Djulfa et la région d'Abadeh. A l'exception de ces 2 dernières localités la limite entre Permien et Trias est partout marquée par un recul de la mer et l'absence corrélative de tout dépôt de cet âge (Fig.23).

Tableau n° 3 - Corrélations des étages et formations du Permien d'après D.L. STEPANOV modifié

Subdivisions générales d'après B. Glenister et Furnish			Caucase et Chine d'après A. Miklukho et Maklai	IRAN				Arménie	Subdivisions standard de l'union soviétique	Allemagne et Europe Centrale	
				Nord de l'Iran		Iran Central					
						Kalmard	Shotor				
Permien supérieur	Dzulfien (= Djoulfa)		Pamirien	Formation de Nesen	Membre 2	Formation de Khan	Membre C	?	Horizon de Dzulfa (= Djoulfa)	Tatarien	Zechstein
	Guadalupien	Capitan	Murgabien		Membre 1			Formation de Jamal	Horizon de Khachik	Kazanien	=
		Word		Formation de Ruteh			Membre B		Horizon de Gnishik	Oufamien	Thuringien
Permien inférieur	Darvasien		Darvasien	Formation de Dorud			Membre A	Sardar 2		Koungourien	Saxonien
										Artinskien		Rothliegende
										Sakamarien	Autumien	

D - MESOZOIQUE

a. LE TRIAS

Généralités . A l'exception des deux régions d'Abadeh (Iran Central) et de Djulfa (Iran Nord Ouest), où les mouvements de la fin du Paléozoïque ne se sont pas fait sentir, et où par conséquent il y a continuité de sédimentation entre Permien et Trias, le territoire iranien a été généralement émergé à la fin du Permien, si bien que le Trias est transgressif et débute parfois par des produits détritiques, représentant le remaniement de produits continentaux. Aucune discordance n'est cependant visible.

Au Trias inférieur et moyen, la sédimentation est carbonatée sur la majeure partie de l'Iran. Le Trias montre d'abord des calcaires finement lités et des schistes calcaires qui renferment des nombreux lamellibranches et des tubes ou des pistes de vers, d'où leur nom de "calcaires vermiculés".

Dans l'Iran du Nord, ces sédiments sont réguliers et forment la partie inférieure de la formation d'Elika. En Iran central, le Trias inférieur offre à peu prés le même faciès et les mêmes traces paléontologiques, mais comporte beaucoup d'intercalations calcaréo-schisteuses rougeâtres qui ont fait donner à l'ensemble le nom de " Sorkh Shales" (Schistes rouges).

Dans la majeure partie de l'Iran, ces calcaires de base passent graduellement à des dépôts dolomitiques qui n'ont fourni aucune forme caractérisitique et dont l'âge Trias moyen n'est que supposé d'aprés leur position dans la colonne stratigraphique du Trias. Dans la chaîne de l'Elbourz, ces dolomies forment la partie supérieure de la formation Elika, tandis que dans l'Iran Central, elles correspondent à la formation de Shotori.

A la fin du Trias moyen, se produisent des mouvements que l'on peut qualifier d'éocimmériens. Ils peuvent provoquer la lacune complète du Trias supérieur (Elbourz, une grande partie de l'Iran Central), et se marquent en général par une surface d'oxydation et un niveau latéritique au toit des dolomies du Trias moyen, plus rarement par des conglomérats (par ex. le conglomérat de la formation Baqoroq,dans la région de Nakhlak à l'Est de Naini, qui dépasse 1200 d'épaisseur et ravine l'Anisien supérieur). Mais on connait aussi des régions où le Trias supérieur existe, en général avec un faciès schisto-gréseux qui contraste avec les dolomies sous-jacentes. Ce Trias supérieur est assez rare dans l'Elbourz mais affleure plus largement en Iran Central (Formation de Naiband).

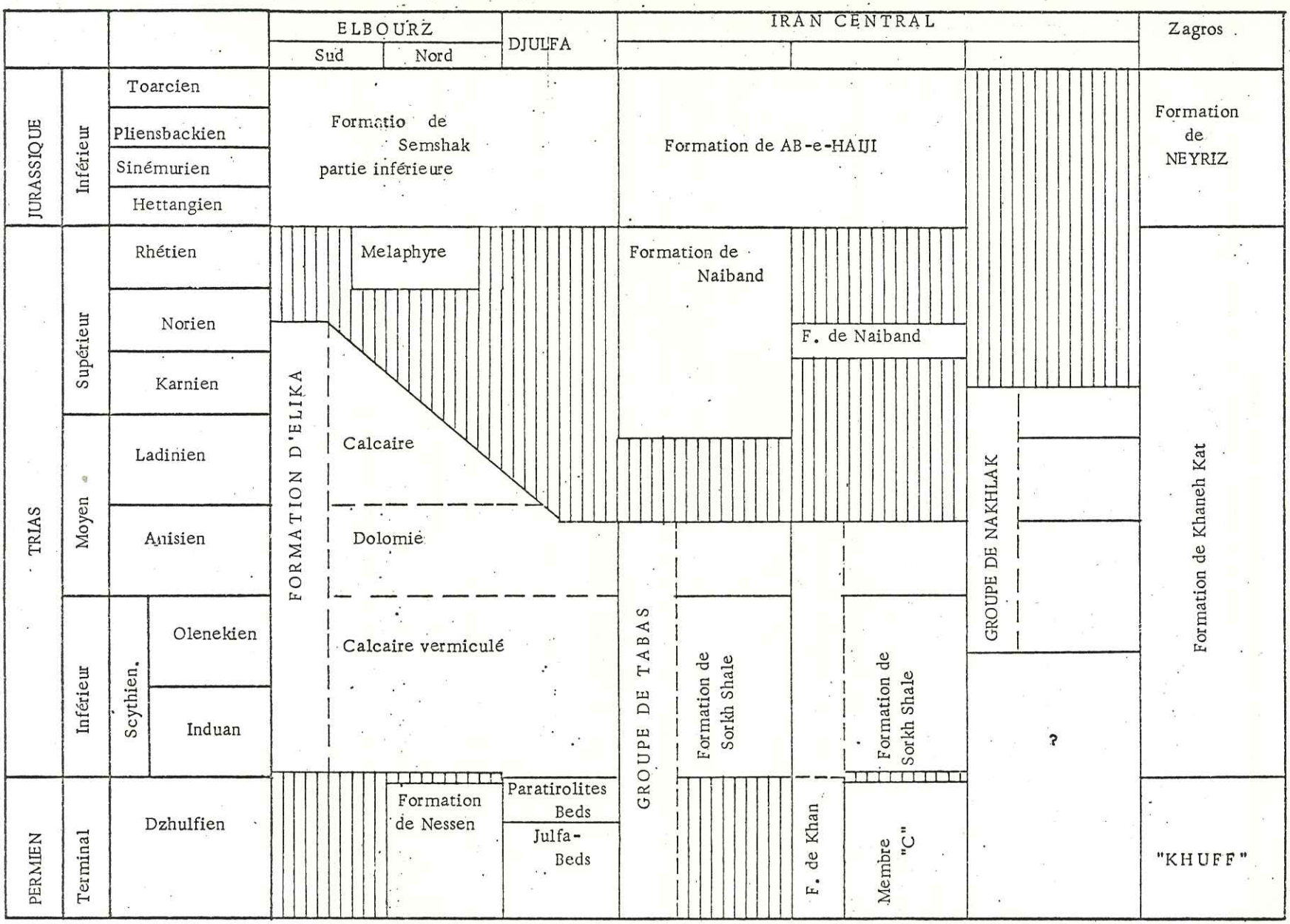


Tableau n° 4 - Corrélation des différentes formations du Trias d'Iran

Au Sud Ouest de l'Iran, le Trias est représenté en totalité par 400 m de dolomies gris-noirâtres, finement litées, qui renferment des Paracératites et des Lamellibranches; c'est la formation de Khanehkat, qui a pu être datée du Trias inférieur au Rhétien. (Tableau 4)

1. Le Trias de la région de Kalmard.

Au début du Trias, les conditions sédimentaires de la région de Kalmard, sont analogues à celles de la chaîne de Shotori et des autres parties de l'Iran Central - et ceci contraste avec le régime du Paléozoïque. L'analogie est suffisante pour qu'on emploie partout la même nomenclature pour les trois formations du Trias. Signalons seulement qu'il existe, dans la région de Kalmard, un niveau basal d'argile réfractaire qui n'est pas connu ailleurs.

La mer du Trias recouvre totalement notre région d'étude. On en retrouve les dépôts partout, même là où avait régné, pendant le Paléozoïque, un régime d'émersion.

On peut distinguer trois groupes sédimentaires différents :

1- Le groupe inférieur

Dans la coupe la plus complète, ce groupe est fait de 175 m de calcaires en plaquettes, de calcaires marneux et de schistes. La base, plus terrigène, repose avec une discontinuité de sédimentation mais sans discordance, soit sur des roches dolomiques du Permien terminal (zone centrale), soit en discordance sur la granodiorite et les schistes précambriens (zone occidentale)

2- Le groupe dolomitique moyen

Il se compose de 180-450 m de dolomies gris-blanchâtre, dures, bien litées, qui succèdent progressivement aux calcaires sous-jacents. Par contre, au sommet, il passe, avec une certaine discontinuité, au Trias supérieur (dans la zone orientale), où il est recouvert en transgression par le Jurassique inférieur (dans la zone centrale).

3- Le groupe supérieur

Il n'existe que dans la zone orientale. Ce sont des schistes, des grès, des grès quartzitiques et des calcaires sableux. Seuls ces derniers ont fourni une faune du Trias supérieur. La discontinuité de sédimentation qui sépare cet ensemble du groupe sous-jacent est parfois marquée par un niveau d'oxydation. Au sommet, il est tronqué par la phase d'érosion préliasique.

Nous allons maintenant passer à l'étude détaillée de chacun de ces trois groupes.

1.1. Le Trias inférieur (Formation de Sorkh Shale)

Il a un faciès intermédiaire entre les dépôts de l'Est de l'Iran, (Sorkh Shale) et ceux de la chaine de l'Elbourz (formation d'Elika). Ce sont essentiellement des calcaires finement lités, avec des intercalations de schistes argilo-marneux, qui ressemblent aux plaquettes de la partie inférieure de la formation d'Elika("calcaires vermiculés") mais leur coloration rouge les rapproche de la formation des Sorkh Shale), que nous conserverons ici.

Grâce à cette stratification régulière et à sa teinte rougeâtre, ce niveau est un bon repère stratigraphique, facile à reconnaitre entre les dolomies du Permien terminal et celles du Trias moyen.

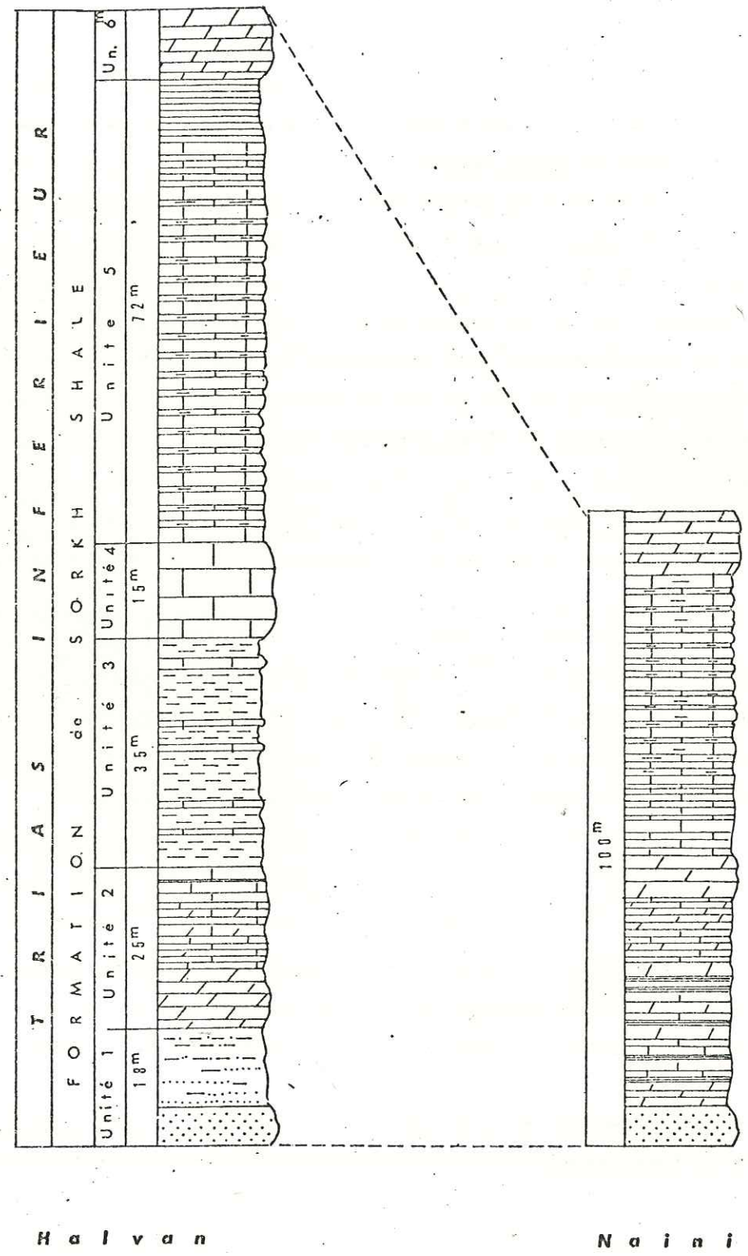
A la base on trouve des lentilles discontinues de quartzites, épaisses d'une dizaine de mêtres, avec de nombreux lits de grès et de schistes, auxquels fait suite une couche latéritique. Et c'est seulement au dessus que se développent les calcaires en plaquettes, les calcaires schisteux et les intercalations de schistes rouges. Beaucoup de plans de stratification sont recouverts par des débris de Lamellibranches indéterminables spécifiquement et des pistes de vers : l'âge triasique inférieur est seulement déduit de la position de cette formation au dessus du Permien terminal, ce qui est un argument discutable, mais surtout par la grande analogie de ce faciès avec les couches à Claraia de la coupe de Julfa, et les "calcaires vermiculés" de la base de la formation d'Elika, dans la chaîne de l'Elbourz, tous deux bien datés du Trias inférieur.

L'épaisseur du Trias inférieur est assez régulière; toutefois dans la zone centrale de Kalmard, plus exactement dans la chaîne du Rahdar-Gachal, et également dans l'anticlinal de Kalmard, on voit cette épaisseur diminuer par disparition progressive des couches supérieures (dolomies du Trias moyen), et finalement s'annuler complètement. Ceci traduit une phase d'érosion antéliasique.

La coupe détaillée du Trias inférieur a été prise dans l'anticlinal de Halvan, à 6 km environ au Nord du village de Chal-e-Ali Akbar. On y distingue 6 unités lithologiques différentes qui sont de bas en haut : (fig. 24)

- Unité 1 - De teinte rouge foncé, elle forme un repère commode à la limite Permien-Trias. Elle comprend un horizon quartzitique hématisé trés dur, à patine noirâtre. Son épaisseur maximum est de 18 m au Kuh-e-Gachal. Dans la zone occidentale (Kuh-e-Naini), où le Trias inférieur repose directement, et en discordance, sur le Précambrien, le quartzite de base est remplacé par 7 m de grès conglomératique, à débris anguleux de Précambrien.

Fig. 24 : Formation Sorkh Shale du Trias inférieur.



(Echelle 1/1000°)

Le reste de l'unité 1 est fait de grès en lits minces, hématisés, ou de schistes gréseux latéritiques. Dans la vallée de Gase-Soukhteh, on connait aussi une lentille d'argile réfractaire de 5 m d'épaisseur sur 1 km de long.

- Unité 2 - Elle se compose de 25 m de roches carbonatées, dures, qui contiennent à leur base, un niveau de 10 m de dolomie de teinte crème, à grain trés fin; puis viennent 4 m de dolomie calcareuse et 11 m de calcaires lithographiques gris, bien lités, qui passent graduellement à l'unité suivante.

- Unité 3 - Schistes calcareux rougeâtres, avec quelques intercalations de dolomie jaune et de calcaires gris. (35m)

- Unité 4 - Calcaires rose clair, durs, d'aspect massif. C'est le niveau le plus dur du Trias inférieur, qui apparaît toujours en relief par rapport aux autres. (15m)

- Unité 5 - Calcaires en plaquettes marneux, rosâtres, avec des intercalations rougeâtres, passant vers le haut à un faciès plus schisteux. (75m)

- Unité 6 - Dolomies claires avec des intercalations de calcaires gris, durs. (10m)

1.2. Le Trias moyen (Formation de Shotori)

La formation plaquetée du Trias inférieur de la région de Kalmard, passe progressivement mais rapidement (changement climatique) à un puissant ensemble de dolomies dures, bien litées.

Cet ensemble est tout à fait analogue à la Formation de Shotori, de l'Est de l'Iran Central, et l'on peut conserver ici ce terme.

L'âge n'a pu être établi paléontologiquement dans notre région, mais de toute façon, la formation de Shotori est bien datée ailleurs.

Le Trias moyen affleure largement et régulièrement dans toute la région de Kalmard, et donne en général des reliefs assez vigoureux (cuestas) en raison de la dureté des dolomies correspondantes, par rapport aux couches encadrantes.

L'épaisseur originelle est difficile à préciser car le contact avec les termes sus-jacents est toujours une surface d'érosion.

a) Le Trias moyen dans la zone orientale de Kalmard.

Son analyse stratigraphique est un peu compliquée par sa tectonique de détail. La coupe la plus complète, relevée à 15 km à l'Est de Jafaru, montre 450 m de dolomies gris-bleuâtre, à grain fin, trés dures. Leur partie inférieure présente quelques intercalations de calcaires dolomitiques légèrement gréseux, avec rares traces de Serpules, Gastropodes et Bivalves.

Cette coupe présente la succession détaillée suivant de bas en haut : (fig. 25 a)

1)- Calcaire dolomitique, coquilliers, recristallisés, gris-brun et crème, en banc épais, avec des bancs de calcaire à traces de coquille (28m).

2)- Dolomies calcaires, fétides, coupées de fines strates de calcaire avec de rares Serpules (22m).

3)- Dolomies blanchâtres, finement litées, souvent recristallisées, à patine foncée (3m).

4)- Alternance de bancs de calcaire dolomitique et de dolomies finement litées, le calcaire dolomitique tendant à prédominer dans le haut (30m).

5)- Bancs de dolomie fine, grise (18m).

6)- Dolomies recristallisées gris-clair alternant avec des lits légèrement gréseux (40 m).

7)- Gros bancs de dolomies gris sombre, dure, finement recristallisées (14m).

8)- Calcaire bleuâtre en bancs irréguliers, avec des intercalations de dolomies dures, foncées en gros bancs (26m).

9)- Alternance de fins lits de dolomies gris-brunâtre fines, dures et de dolomies fétides gris sombre (45).

10)- Dolomies gris clair silicifiées, moyennement litées (42 m).

11)- Alternance régulier de dolomies, blanchâtre et gris foncé (42m).

12)- Bancs de dolomies grossières, à patine sombre, cassure claire (45m).

13)- Dolomies gris clair en bancs de 60 - 80 m (68m).

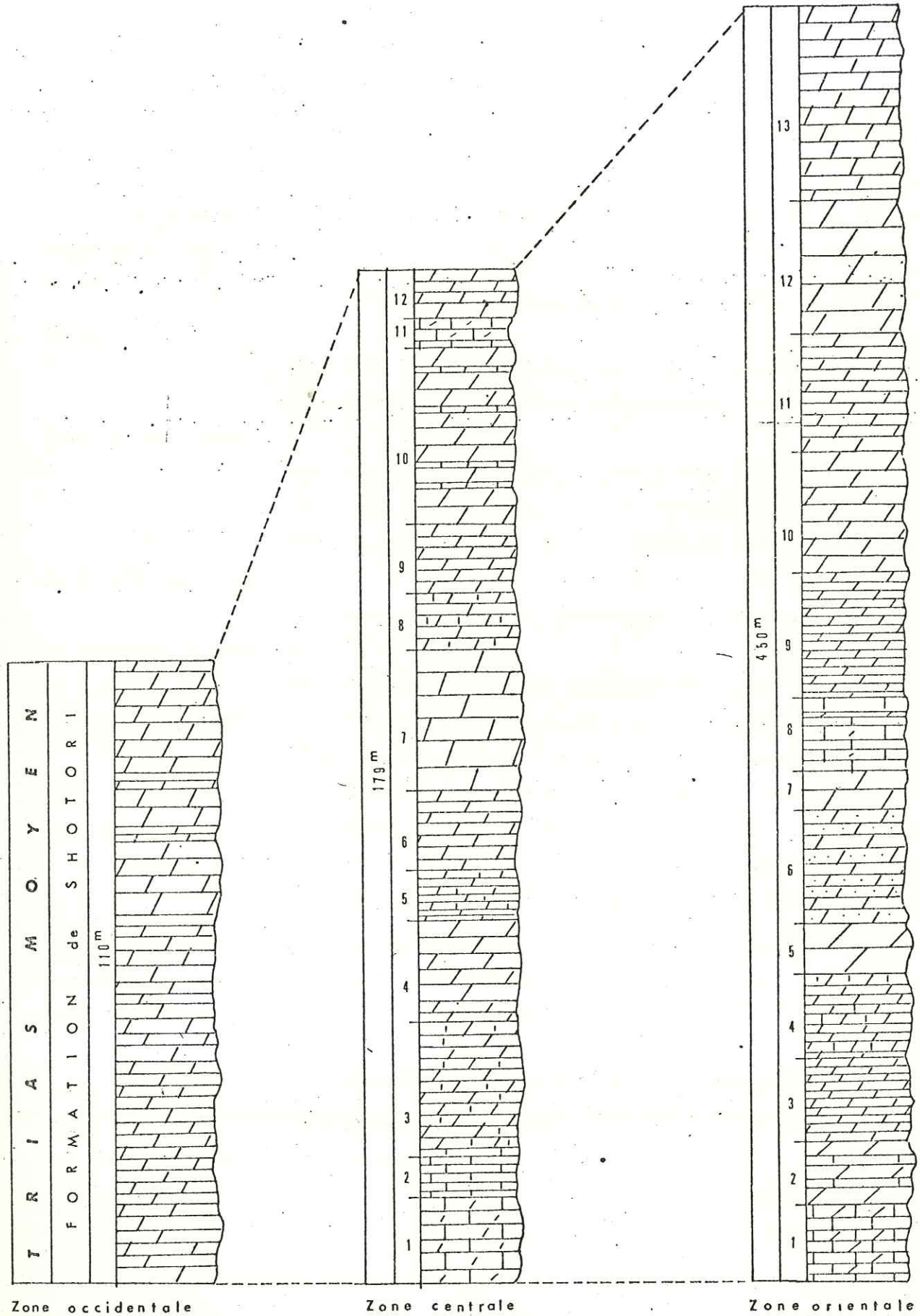
b. Le Trias moyen dans la zone centrale de Kalmard

Son faciès général est le même que précédemment, mais on épaisseur varie du Sud au Nord (anticlinaux de Kalmard et de Rahdar-Gachal) ou du Nord (anticlinal de Halvan).

A la limite orientale de la zone centrale, au Kuh-e-Radhar-Gachal, la puissance maximum du Trias moyen est d'environ 130 m. Vers le Nord, elle passe à 70 m dans la vallée de Gas Soukhtéh, et 15 m au pied du Kuh-e-Bakhshi, pour s'annuler entre Kuh-e-Bakhshi et Rahdar. Même chose dans l'anticlinal de Kalmard.

On remarque aussi que si la puissance maximum du Trias moyen est de 175 m au Sud de l'anticlinal de Kalmard (Sud Ouest de Cheshmeh Khajeh Hassan), elle est beaucoup plus faible dans la chaîne de Rahdar-Gachal, toute proche, mais se retrouve actuellement plus au Sud, dans la région du Kuh-e-Gachal. On peut donc penser

Fig. 25 : Corrélation entre les différentes coupes du Trias moyen (Formation de Shotori).



que c'est un décrochement qui a décalé les deux moitiés d'un ancien bassin = cette faille est celle de Cheshmeh, dont nous reparlerons au chapitre tectonique.

Les changements d'épaisseur évoqués au début de ce paragraphe peuvent être attribués à la phase d'érosion antéliasique, mais on ne peut écarter un léger soulèvement synsédimentaire des régions où le Trias moyen s'amincit.

A la limite Nord de la zone centrale, du Kuh-e-Hiath, la partie inférieure des séries dolomitiques est bien stratifiée, de teinte gris foncé, tandis que la partie supérieure également bien stratifiée est de teinte plus claire, ce qui permet une subdivision de ce Trias moyen.

Une coupe stratigraphique détaillée peut être prise à 6 km au Nord du village de Chah-e-Ali Akbor - Epaisse de 179 m, elle comprend, de bas en haut (fig. 25)

1) - Calcaires dolomitiques, gris-blanchâtre, en lits de 50 à 70 cm (15 m).

2) - Calcaires blanchâtres, durs, à grain trés fin (7m).

3) - Dolomies et calcaires dolomitiques, grisâtres, en bancs de 90 à 170 cm (24 m).

4) - Dolomies gris-clair, à patine brun pâle (18m).

5) - Dolomies calcaires bien stratifiées, en bancs de 30 à 40 cm(9m)

6) - Dolomies gris jaunâtre, légèrement silicifiées, en bancs de 60 à 70 cm (14 m).

7) - Dolomies massives, gris-clair à crème, avec quelques lits de calcaires dolomitiques (25 m).

8) - Dolomies calcaires, gris-blanchâtre, dures, en bancs de 30 à 50cm (10 m).

9) - Dolomies à grain fin, gris foncé, à teinte gris-jaunâtre (12m).

10) - Dolomies gris-jaunâtre, avec intercalations de calcaires dolomitiques bien lités, en bancs de 20 à 30 cm (31 m).

11) - Calcaires dolomitiques, gris blanchâtre (5 m).

12) - Dolomies, gris-clair, à grain fin, en bancs de 70 à 80 cm (9m).

Un grand nombre d'analyses effectuées sur des échantillons de cette coupe donne en effet 40 - 78% de CO_3Ca et 22 - 60% de dolomie .
Cette constance indique le dépôt d'un carbonate double.

c) Le Trias moyen dans la zone occidentale de Kalmard

Il y forme le Kuh-e-Naini, avec 110 m de dolomies recristallisées par le léger métamorphisme éocimmérien.

La succession des faciès est sensiblement la même que dans la coupe qui vient d'être décrite et ne sera donc pas reprise ici. (Fig. 25 c)

En résumé, les dolomies du Trias moyen formant un ensemble homogène, reposant en concordance parfaite (avec même passage progressif) sur les assises du Trias inférieur. Par contre leur sommet est tronqué par une surface d'érosion et présente une texture en général assez caractéristique. Au dessus vient soit une lacune totale (zone occidentale de Kalmard), soit le Trias supérieur ou même le Lias, en légère discordance cartographique (zone orientale), parfois soulignée par un niveau latéritique et sidérolitique (zone centrale). Cette discontinuité peut être reliée à des mouvements orogéniques, dits éocimmériens.

1.3. - Le Trias supérieur (Formation de Naiband)

Dans la région étudiée, le Trias supérieur correspond à un changement total de régime sédimentaire lié à la régrssion presque générale de la fin du Trias moyen qui a accompagné les mouvements éocimmériens (pour le détail de ces mouvements, voir page ....)

Avec une légère discordance cartographique, la mer transgressive du Trias supérieur envahit à nouveau la région de Kalmard, et dépose des sédiments à faciès légèrement différents suivant les points ce qui permet de distinguer trois bassins.

a) bassin ouest (future zone occidentale)

Le Trias supérieur y manque ce qui laisse penser que cette zone était alors émergée, mais les arguments absolus manquent, faute de terme plus récent que le Trias.

c) bassin central (future zone centrale)

Comme dans le précédent, on n'y trouve en général pas de Trias supérieur, néanmoins quelques lamellibranches trouvés dans des collines isolées, fortement érodées, au voisinage du grand Kavir, laissent peut-être supposer l'existence local de Trias supérieur. Ces restes éventuels auraient alors été épargnés par l'érosion antéliasique qui a été trés forte, puisque celle-ci a pu, par places, atteindre le Permien.

d) bassin oriental (future zone orientale)

Ce bassin contient deux affleurements bien datés du Trias supérieur. Les sédiments correspondants sont argilo-gréseux, ce qui implique , par rapport au régime du Trias moyen, l'arrivée dans le bassin de produits détritiques abondants.

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

Quelques intercalations calcaires contiennent des Ammonoïdes, des Lamellibranches (Indopecten, Myophoria) qui traduisent une mer ouverte à salure normale.

L'épaisseur de ces assises (500 m environ) indique aussi une subsidence active.

Ces deux affleurements en question sont ceux de Cheshmeh Rostam et de Posht-e-Chah Deraz.

- La coupe de Cheshmeh Rostam (fig. 26).

Elle a été prise dans l'anticlinal du même nom, de direction Est-Ouest, direction d'ailleurs anormale qui sera discutée au chapitre tectonique. On y voit trois unités superposées, qui sont, de bas en haut :

- Unité A - 100 m de schistes gris avec des passées de grès et de calcaires.

- Unité B - 150 m de grès légèrement quartzitiques avec des intercalations de schistes sableux.

- Unité C - 230 m environ de schistes gris foncé, avec des intercalations de calcaires à Heterastridium. Nous allons examiner le détail de ces trois unités.

Unité A : La base est cachée. Au dessus viennent :

1)- Schistes gris verdâtre, légèrement gréseux, avec des passées de grès argileux (15 m).

2)- Calcaires gréseux, gris foncé, contenant quelques Lamellibranches écrasés, indéterminables (4m).

3)- Schistes grisâtres, fortement gypsifères, avec de minces lits de schistes gréseux (25 m).

4)- Grès grisâtres, à grain grossier, à ciment calcaire (3m).

5)- Schistes micacés alternant avec des bancs de grès (7m).

6)- Calcaire gréseux détritique, à grain moyen, en lits minces (3m).

7)- Schistes marneux gris foncé, avec des intercalations très minces de calcaires détritiques (12m).

8)- Calcaire gris, gréseux, avec de nombreux Lamellibranches (6m). (Indopecten)

9)- Alternance de schistes gris-verdâtre, marneux, et de grès verdâtres à tubes de vers (9m).

10)- Calcaire gris foncé, gréseux, avec des Gasteropodes et des Lamellibranches indéterminables (4m).

11)- Schistes gris foncé, marneux et gypsifères, avec des passées de grès à débris d'Echinides (12m).

Unité B : Elle forme l'ossature du relief de l'anticlinal de Shesmeh Rostam.

1)- Grès, gris foncé, à ciment argileux, à grain anguleux, de taille moyenne; allure générale massive à la partie inférieure (30m).

2)- Schistes gris verdâtre, marneux, légèrement gypsifères (3m).

3)- Grès, gris blanchâtre, à patine brune, avec un réseau de fissures superficielles enduites d'oxyde de fer (37 m).

4)- Schistes noirs, légèrement micacés et gréseux (4m).

5)- Grès en plaquettes, peu calcareux et micacés, gris clair, à patine brune (45m).

6)- Schistes calcaréo-gréseux, de teinte sombre, contenant des traces de lamellibranches (4m).

7)- Grès quartzitiques gris, en lits épais, localement conglomératiques (14m)

8)- Schistes pélitiques, avec deux horizons trés minces (quelques millimètres) de charbon (3m).

9)- Grès quartzitique blanc, avec des intercalations de grès brunâtres, en lits minces, de 2 à 10 cm (10m).

Unité C

1)- Schistes argileux, gris verdâtre, avec des passées gréseuses(17m).

2)- Calcaires gris, légèrement gréseux, avec des débris de lamellibranches (6m).

3)- Schistes gris foncé (6m).

4)- Calcaire fin, gris, gréseux, à fissures enduite de limonite (5m).

5)- Schistes calcaréo-gréseux, olivâtres, avec de minces intercalations de grès (34m).

6)- Calcaires lumachelliques gris, avec des Ostréa (10m).

7)- Grès quartzitique de couleur grise, à patine brune (7m).

8)- Calcaire gris-foncé, marneux, à Heterastridium (4m).

9)- Schistes marneux, gris foncé (12m).

10)- Calcaire brun-jaunâtre, sableux, à Heterastridium et Myophoria(9m)

11)- Grès schisteux gris en plaquettes (13m).

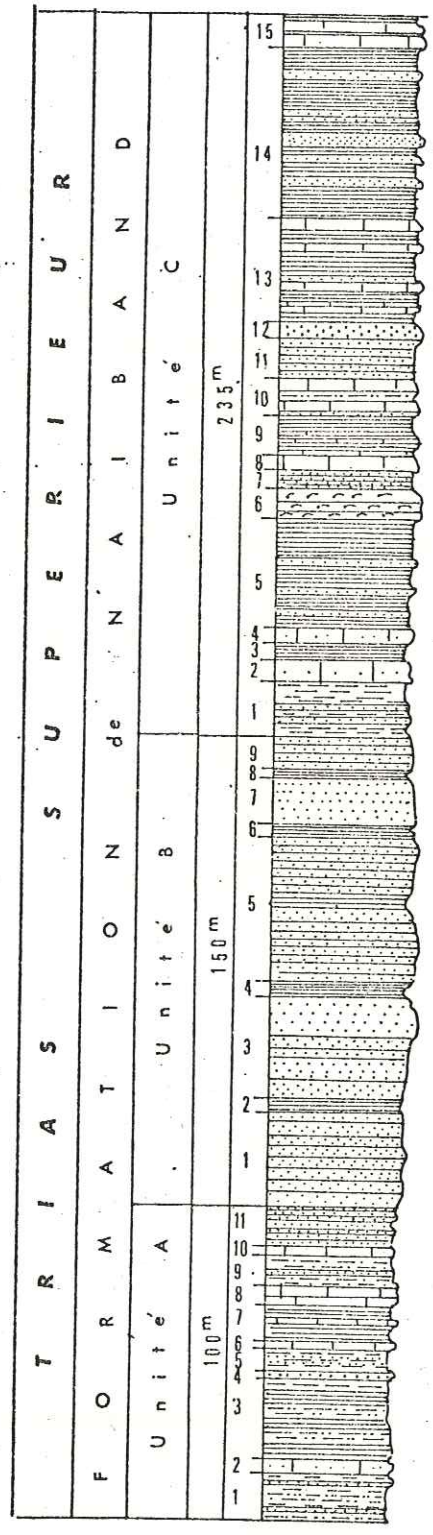
12)- Grès quartzitique gris clair, avec des débris de Lamellibranches (5m).

13)- Alternance de schistes calcareux et de calcaires gréseux, de teinte grise, avec des Heterastridium et Gruenewaldia cf. decussata (Munster).(36m) (dét.D.Petitbois)

14)- Alternance de schistes, de grès quartzitiques et de grès calcaires à débris de fossiles (51m).

15)- Alternance de calcaires lumachelliques à Ostréa et de schistes gris-verdâtre, légèrement gypsifères (10m).

Fig. 26 : Formation de Naiband (Trias supérieur) Coupe de Cheshmeh Roastam.



(Echelle : 1/2500°)

Cette assise a été prise comme limite entre le Trias supérieur et le Lias. En effet les assises immédiatement sus-jacentes sont parfois transgressives jusque sur les dolomies du Trias moyen par suite de l'érosion du Trias supérieur. Par ailleurs les assises fossilifères disparaissent complètement dans la série sus-jacente.

b)L'affleurement de Poshteh Chah Deraz

Il forme une petite colline isolée à 12 km environ au Sud Est de Robat-e-Kalmard, dans la zone orientale. Malgré cet isolement et l'érosion qui l'affecte, cet affleurement est d'une grande importance dans la stratigraphie du Trias supérieur de notre région.

En effet, à l'inverse du précédent, on voit d'abord le contact entre Trias moyen et Trias supérieur. Ce contact est oxydé et bréchifié; il est également souligné par un banc de conglomérat épais de 2 m. Tous ces faits indiquent une phase d'érosion entre Trias moyen, et Trias supérieur.

Au dessus de ces niveaux, le Trias supérieur est fait exclusivement de schistes pélitiques et de grès quartzitiques à grain trés fin, de teinte vert foncé-olivâtre.

La partie inférieure de ces assises a fourni des traces bien conservées d'Indopecten et un Ammonoïde : Distichites iraniensis Collign (dét. K.Sayed Emami), du Carnien supérieur Norien. Ce fossile marque l'âge inférieur des dépôts du Trias supérieur, et donc l'âge de la transgression correspondante dans la région de Kalmard.

Si l'on compare avec la coupe de Cheshmeh Rostam, on constate que les unités B et C manquent ici : ce fait est peut être à rapporter à la phase d'érosion antéliasique.

1.4. Conclusion

La comparaison du Trias dans les trois zones de Kalmard, permet de constater :

1) que dans les zones orientale et centrale, la sédimentation se continue du Permien au Trias, malgré une courte interruption. Au contraire, la zone occidentale jusqu'alors émergée, s'affaisse si bien que le Trias y repose directement sur le Précambrien.

Partout la nature des dépôts Triasiques indique une transgression calme et une mer peu profonde.

2) Ce régime calme cesse à la fin du Trias moyen où des mouvements tectoniques réactivent les failles anciennes, et entrainent une oscillation verticale différentielle des compartiments juxtaposés.

3) La mer revient au Norien dans la zone Orientale, peut être dans la zone centrale, mais probablement pas dans la zone occidentale qui a dû être surélevée en horst à cette époque, et ceci définitivement

2. Comparaisons avec les autres régions de l'Iran

Le Trias inférieur

Partout en Iran, le Trias inférieur montre des faciès carbonatés de mer peu profonde. Toutefois dans la partie orientale de l'Iran Central, le Trias inférieur connu sous le nom de " Formation de Shork Shales " contient aussi des schistes argileux rouges que l'on retrouve dans la région de Kalmard. Mais ici les lits schisteux rouges sont moins abondants et les calcaires en plaquettes plus fréquents. Il y a là une différence entre la chaîne de Shotori ou la région de Shirgesht.

Le faciès rougeâtre du Trias inférieur se prolonge au Sud de notre région, jusqu'à Bohabad et Darband. Au Kuh-e-Darband, le Trias inférieur est plus gréseux, et évaporitique : il renferme 120 m de gypse pur, avec quelques intercalations dolomitiques. (Stöcklin 1961)

Dans la chaîne de Bohabad, à 100 km au Sud Ouest de Kalmard, le Trias inférieur montre deux horizons de 60 m de gypses séparés par les schistes typiques des " Shork Shales".

Ces observations indiquent une diminution progressive de la profondeur de la mer vers le Sud.

A part sa coloration rougeâtre, le Trias inférieur de Kalmard est parfaitement comparable, par ses faciès calcaires jaune-rosé, en lits minces, et ses schistes calcareux du type " calcaires vermiculés ", à la base de la formation d'Elika dans la chaîne de L'Elbourz (M.Glaus , 1964). Il est également comparable avec les termes inférieurs des séries des "calaria beds", décrit antérieurement à Julfa (Stepanov, 1969) et Abadeh (Taraz, 1972).

Le Trias moyen

Les séries dolomitiques correspondantes sont tout à fait comparables à celles du reste de l'Iran, datées du Trias moyen. Cette similitude indique une uniformisation des conditions de sédimentation pendant le Trias moyen.

A l'exception de la région de Nakhlak, le Trias de tout l'Est de l'Iran Central peut être désigné sous le nom de Formation de Shotori.(Stöcklin et al 1965). Cette formation se compose de deux parties, l'une surtout dolomitique(820m), dure, finement cristallisée, l'autre calcaire (150m), de teinte claire avec des algues (calcaire d'Espahk), qui n'existe pas à Kalmard, peut être disparue par suite de l'érosion de la fin du Trias moyen.

La formation de Shotori se prolonge au Nord jusqu'à Pirhagat, dans la région de Shirgesht. Vers le Sud, elle disparait sous la couverture jurassique mais réapparait dans la région de Bohabad.

Dans la région de Nakhlak, à l'extrémité Ouest de l'Iran Central Oriental, M.Davoudzadeh et al (1972) ont défini un "groupe de Nakhlak". Contrairement aux autres régions d'Iran où le Trias inférieur et moyen est de type épicontinental, la partie inférieure du groupe de Nakhlak (formation d'Alam) est plus franchement marine, avec des Ammonoïdes. Les formes les plus anciennes, récoltées à 250 m au dessus de la base de cette série, sont les genres Nanoides et Arnautoceltites qui, d'aprés E.T-Tozer, indiquent le Sythien (Werfenien). Au sommet les genres Anagymnotoceras et Discoptychites indiquent l'Anisien.

Cette partie du groupe de Nakhlak a été considérée comme l'équivalent de la partie supérieure de la formation des Shorkh-Shales et l'ensemble de la formation de Shotori (Trias moyen) par Emanie (1972)

Dans la région de Posht-e-Badam, le Trias inférieur et moyen est analogue à celui de notre zone occidentale qu'il prolonge (95 m de formations rouges à la base puis 100 m de dolomies litées grises). Ces sédiments sont également plissés, écaillés et affectés par le métamorphisme éocimmérien : toutes les roches sont franchement recristallisées et montrent une linéation de Schistosité fruste.

Le Trias supérieur

Là encore, le Trias supérieur de la région de Kalmard est tout à fait comparable à celui de la majeure partie de l'Iran central où les dépôts du Trias supérieur sont assez répandus.

A l'Est de l'Iran Central, le Trias moyen est relativement assez déformé par les mouvements éocimmériens si bien que le Trias supérieur repose sur lui en discordance. A Nakhlak, un puissant ensemble (600 m) de grès et de conglomérats se place à cette limite, témoignant toujours de l'érosion des reliefs éocimmériens.

A l'Ouest de l'Iran Central, dans la région de Tafresh (Hajian, 1970) et Soh (Zahedi, 1971,) le passage entre Trias moyen et supérieur a été décrit comme progressif : la sédimentation serait restée continue, les mouvements ne provoquant ni émersion ni arrêt de sédimentation. Ce que nous a appris le reste de l'Iran Central rend cette conclusion discutable, et la coupe devrait être reprise. C'est ainsi que le calcaire de Noghreh Kamar, attribué au Trias moyen, est fortement marmorisé, alors que les Schistes du Trias supérieur sont à peine altérés "crayons" et Schistes feuilletés). La marmorisation des calcaires traduit une phase de métamorphisme léger, post-Trias moyen puisqu'elle n'affecte pas le Trias supérieur. Dans ces conditions la continuité de sédi-

mentation du Trias moyen au Trias supérieur parait donc extrêmement douteuse.

En 1929, A.Douglas a publié un rapport sur les faunes marines du Trias supérieur recueillies par Jennin et Washington Gray, aux environs de Naiband, à 140 km au Sud de Tabas, où le Trias supérieur se compose de plus de 2000 m de schistes avec des intercalations calcaires.

Douglas a groupé les séries du Trias supérieur en 3 ensembles différents.

1. La série de Howz-e-Sheikh : schistes et grès, attribués au Ladinien supérieur-Carnien.

2. La série de Naiband : grès calcaires et quartzites d'âge norien.

3. La série de Howz-e-Khan : calcaires à coraux (Rhétien)

Mais en 1961, Stöcklin reprend l'étude du Trias de Naiband et montre que la série de Howz-e-Sheikh (Ladinien supérieur Carnien d'aprés Douglas) se trouve en fait immédiatement au dessous de la série de Khan (Rhétien), si bien que cet auteur propose l'abandon de la classification de Douglas, ne retenant que le terme de Formation de Naiband pour l'ensemble du Trias supérieur, transgressif au début du Norien.

La coupe type de Naiband a été reprise en 1971 par Brönniman et al. Cet auteur la subdivise en 4 unités :

1 - Grès et Schistes inférieurs (915 m) reposant en discordance sur le Trias moyen.

2 - Calcaires et Schistes moyens (450 m) avec Heterastridium et Indopecten .

3 - Série de Hawze-e-Sheikh (365 m) faite de schistes et de grès.

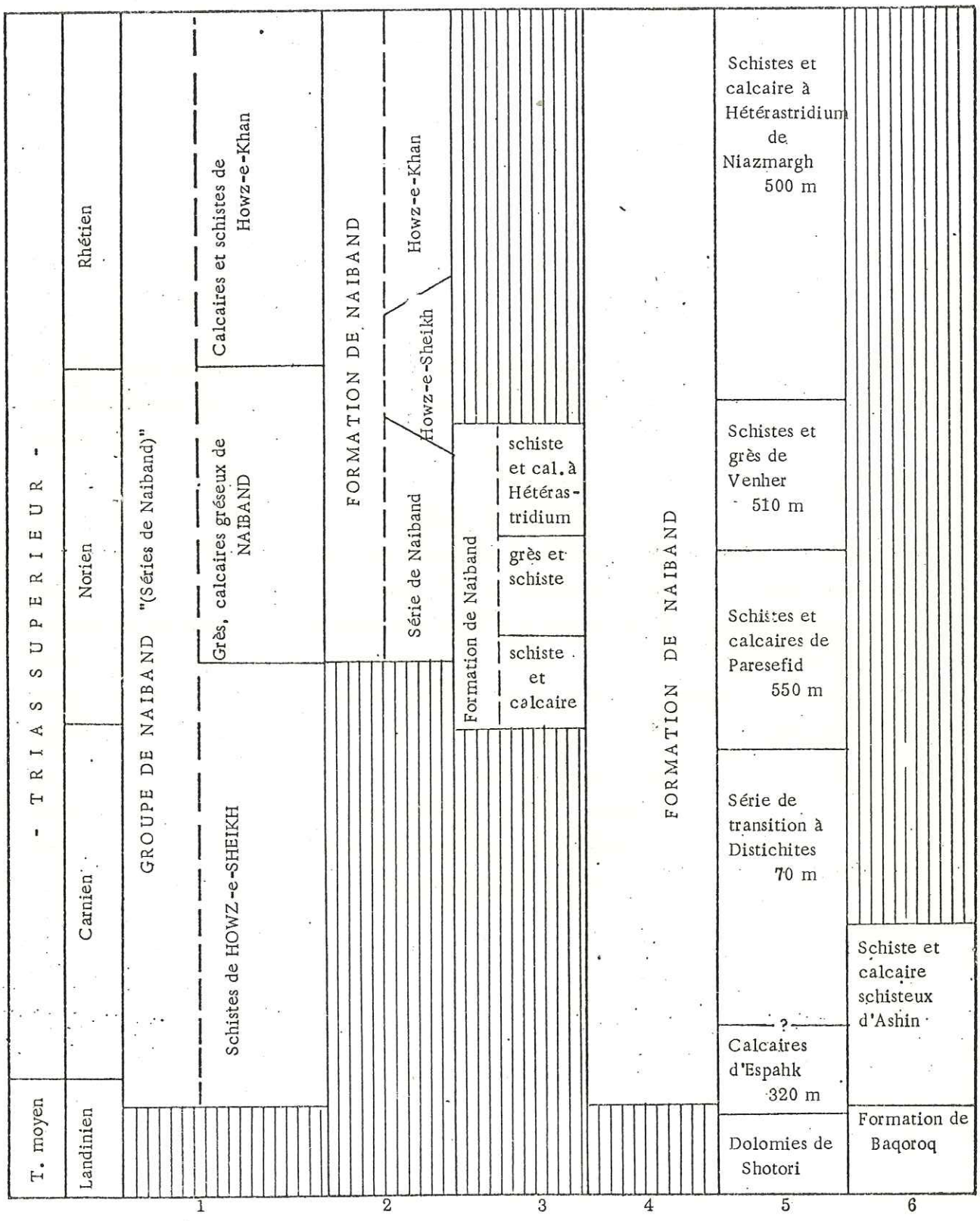
4 - Série de Hawze-Khan (465 m), faite de calcaires à Coraux et de schistes.

Si l'on compare cette coupe type avec le Trias supérieur de la région de Kalmard, on peut conclure que l'unité 1 de la coupe que nous venons de citer, est comparable aux unités A et B de la région de Kalmard - et que l'unité 2 correspond à l'unité C. Les unités 3 et 4 manquent totalement dans la région de Kalmard, probablement détruites par l'érosion antéliasique.

Parmi les autres régions de l'Est de l'Iran Central, où le Trias supérieur a été bien étudié, on peut citer la région de Nakhlak, à l'Est de Naïn.

Là M. Davoudzadeh et al (1972) ont défini un groupe de Nakhlak, dans lequel la troisième formation ou formation Ashin (schistes avec quelques intercalations calcaires) a fourni les genres Megaphyllites et Arpadetes qui indiquent, selon K.Emami, que la formation Ashin est équivalente à la formation de Naiband et, comme Douglas, propose pour elle un âge Ladinien supérieur- Carnien inférieur. En fait l'existence des fossiles noriens à la base du Trias de la région de Kalmard et d'Abadeh(Taraz 1972)

Tableau n°5 - Corrélation des séries du Trias supérieur d'Iran



1 - Région de Naiband d'après DAUGLAS (1929)
2 - Région de Naiband d'après STOCKLIN (1961)
3 - Région de Kalmard d'après AGHAMABATI (1974)
4 - Région de Naiband d'après K. SEYED EMAMI (1972)
5 - Région de Soh d'après M ZABEDI (1972)
6 - Région de Nakhlak d'après M. DEVAUDRADCH et al. (1972)

confirme que la transgression finitriasique est bien norienne et qu'il faudrait reprendre l'étude précise de la formation de Naiband. (Tableau n° 5)

Dans la région de Posht-e-Badam, l'équivalent de la formation de Naiband est représenté par une série de schistes gris sombre ou noirs et de schistes quartziteux reposant sur le Trias moyen. Ces sédiments sont parfois métamorphisés, ce qui a fait considérer ce métamorphisme éocimmérien comme tarditriasique (Haghipour 1974). En fait nous avons pu montrer que dans le terrain étudié ici la phase éocimmérienne et le métamorphisme connexe étaient de la limite Trias moyen Trias supérieur. Cette difficulté s'explique soit par le fait que les sédiments de Posht-e-Badam considérés comme Trias supérieur, sont en fait plus anciens, soit par l'existence d'un dinamo métamorphisme plus tardif, mésozoïque ou tertiaire, lié au jeu des grandes failles qui encadrent la région de Posht-e-Badam.

Nous terminerons ce paragraphe de comparaisons avec un bref rappel du Trias supérieur de la chaîne de l'Elbourz.

Longtemps inconnu, le Trias supérieur y a été découvert par Dellenbach en 1964), sous la forme d'un conglomérat recouvrant directement les Dolomies du Werfénien-Anisien. Récemment E. Cartier a découvert des Arcestoïdes dans la région de Marzanabad au Nord de l'Elbourz; ces formes indiquent nettement le Trias supérieur. Il s'y ajoute quelques débris de plantes indiquant localement la présence de Rhétien. Ces débris, joints aux faciès, font que ce Trias supérieur est difficile à distinguer du Jurassique inférieur sus-jacent (formation de Shemshak). Cette similitude de faciès indique en fait qu'aprés les mouvements éocimméniens, la transgression marine a repris dès le Trias supérieur et non pas seulement au Lias.

- - - - - - - - - - - - - - -

b. - LE JURASSIQUE

Généralités :

Les sédiments jurassiques de la région de Kalmard forment l'une des séries les plus complètes de l'Est de l'Iran central.

Ils ont une puissance d'environ 4 000 m et représentent l'une des séries les plus épaisses du Jurassique iranien. Ces dépôts ont, dans l'ensemble, des faciès assez analogues à ceux des régions voisines. Ils peuvent être groupés en deux cycles sédimentaires dont les limites correspondent à des mouvements tectoniques :

I) du Lias au Bathonien (groupe de Shemshak)

2) du Bathonien à la fin du Jurassique (groupe de Magou)

L'étude de terrain, complétée par une étude de microfacies, à permis de mettre en évidence une évolution des milieux de dépôt du Jurassique (figure 27). Dans le premier groupe ("Shemshak"), la sédimentation gréseuse et oolitique caractérise des dépôts peu profonds de type paralique. Dans le second groupe ("Magou"), après une période de dépôts marneux et marnocalcaires marins plus profonds, apparaissent des dépôts marins de faible profondeur, tout d'abord calcaires, puis lagunaires et évaporitiques. A la fin du Jurassique, nous ne connaissons plus aucun dépôt et il semble que ces terrains soient restés émergés jusqu'à nos jours.

I. - GROUPE DE SHEMSHAK

Il comprend lui-même trois formations distinctes :

- formation Ab-e-Haji : dépôts paraliques, schisto-gréseux, à minces lits charbonneux (Lias inférieur et moyen) ;
- formation de Badamu : calcaires gréseux marins (Toarcien à Bajocien) ;
- formation de Hojedk : à nouveau dépôts paraliques charbonneux (Bajocien-Bathonien).

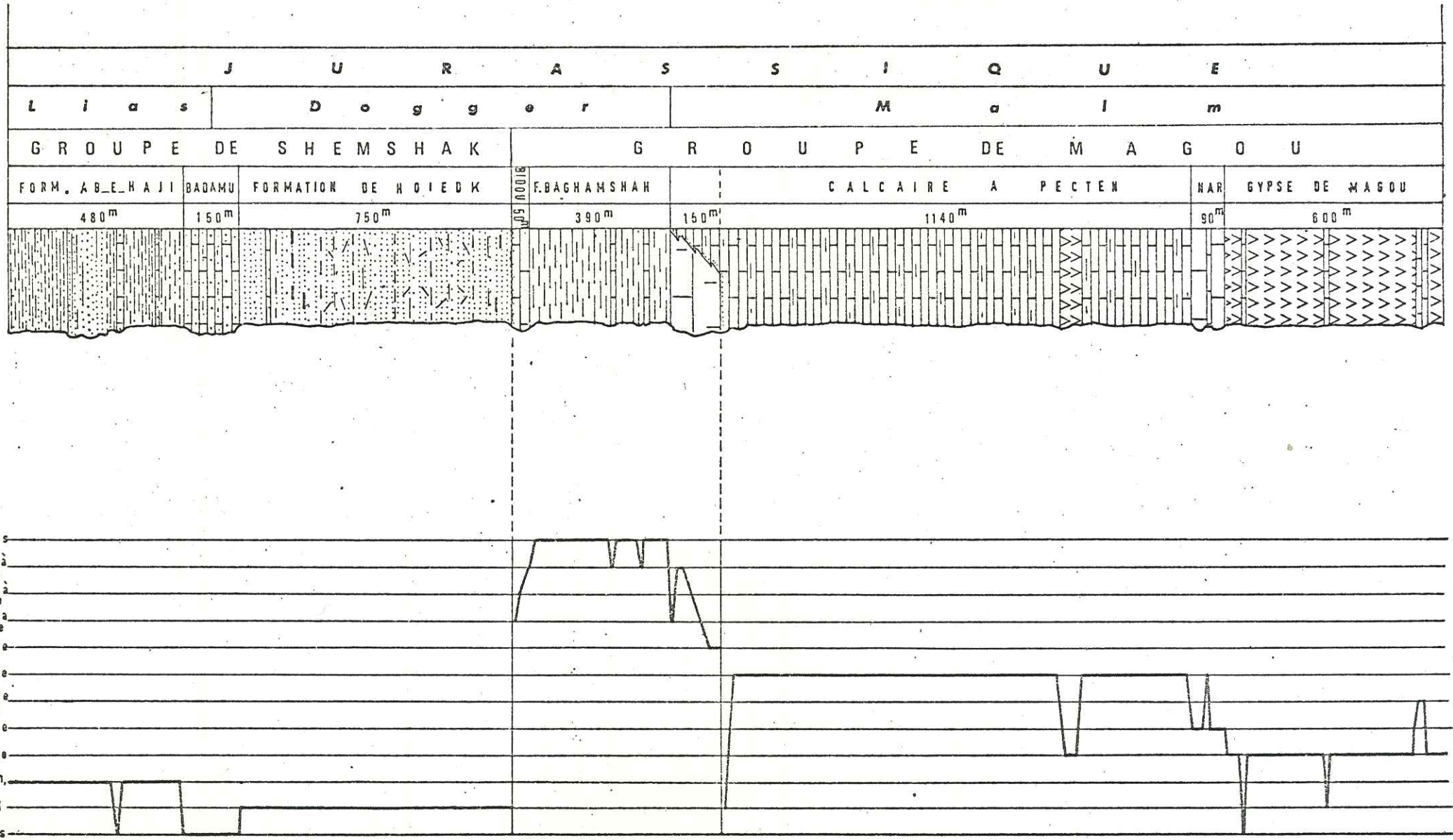
I.I. - Formation de Ab-e-Haji (Lias inférieur et moyen)

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, le Trias supérieur manque assez souvent du fait de l'érosion antéliasique.

Quand il existe, il y a concordance entre lui et le Lias (zone de Cheshmeh, au SE de notre région). Ailleurs on peut seulement noter une discontinuité de sédimentation soulignée par une simple discordance cartographique. Tout ceci montre que ces mouvements antéliasiques ont eu un caractère épirogénique.

Les formations liasiques de la région étudiée ont un faciès qui rappelle celui du Trias supérieur là où il a été conservé. Ceci montre que les conditions de sédimentation n'ont guère varié du Trias supérieur au Jurassique : c'est toujours le régime terrigène consécutif aux mouvements éocimmériens. Il semble toutefois que la profondeur de la mer ait encore diminué au Lias. Car on n'y trouve plus les quelques couches

Fig. 27 : Evolution sédimentologique des terrains jurassiques de la région de Kalmard.



carbonatées à fossiles marins que contenait le Trias supérieur. Les traces de plantes, les intercalations de schistes charbonneux, la présence de ripple marks témoignent aussi d'un environnement de type paralique.

La mer liasique envahit toute la région étudiée sauf la zone occidentale de Kalmard, probablement surélevée en horst après les mouvements éocimmériens. Elle dépose des grès et des schistes avec une assise quartzitique continue, dans la partie moyenne de la série, assise qui donne un ressaut topographique assez net, de teinte claire ; on peut donc découper cet ensemble en trois unités distinctes qui sont, de bas en haut :

- Unité A : schistes inférieurs,
- Unité B : grès quartzitiques,
- Unité C : schistes supérieurs.

L'unité A est assez mince et souvent recouverte par des éboulis de bas de pentes. Il est donc difficile de trouver une succession complète sur une seule coupe. L'unité A a été relevée sur le versant Ouest de Kuh-e-Rahdar, les deux autres à 2 km au Sud de Robat-et-Khan, à l'Ouest de la route Yazd-Tabas.

La synthèse de ces deux coupes permet de dessiner la colonne stratigraphique de la figure 28.

Unité A

Elle se compose de I30 à I60 m de schistes gréseux vert olive, finement lités, avec des intercalations de grès schisteux. Ce niveau est facile à repérer car il est tendre et donne un talus à faible pente, de coloration verdâtre. Cette unité a fourni quelques lamellibranches écrasés et des empreintes végétales indéterminables.

Unité B

C'est un excellent niveau repère dans les séries liasiques car elle est formée de 20 à I80 m de grès quartzitiques et de grès d'un blanc rosâtre. Cette unité est faite de couches plus ou moins épaisses, généralement conglomératiques dans leur partie moyenne : les éléments de ces conglomérats sont surtout des dragées anguleuses de quartz blanc dans un ciment gréseux. Les grès offrent souvent une stratification entrecroisée et leur surface est généralement colorée par l'oxyde de fer.

Dans la zone centrale, l'unité B est surmontée par un niveau de calcaire oolitique, de teinte gris foncé bleuâtre, qui forme un bon niveau repère. On peut l'observer au voisinage du village de Jafaru et au Nord du Kuh-e-Rahdar. Vers le Sud, son épaisseur diminue et il disparait définitivement au Sud de la vallée de Gaz-e-Soukhteh. En même temps que son épaisseur diminue, l'unité quartzitique prend un développement considérable, de sorte qu'au Sud de Robat-e-Khan, son épaisseur atteint I75 m. A sa partie supérieure on note la présence de niveaux gréseux altérés de schistes charbonneux et même de quelques minces niveaux de lignite de 5 à I0 mm d'épaisseur.

La coupe détaillée de cette unité a été prise à 2 km au Sud de Robat-e-Khan.

On y observe de bas en haut (figure 28):

I - Grès grossier blanc, dur à stratification entrecroisée, alternant avec des niveaux de quartzites blancs plus durs, à graviers de quartz et quelques rares nodules ferrugineux. La partie inférieure est bréchique avec des éléments anguleux de quartzite hématisé (5 m).

2 - Grès quartzeux, tachés de pourpre, localement durcis, avec une patine désertique brun foncé, coupés de niveaux de grès blancs avec des croûtes ferrugineuses (22,5 m).

3 - Grès blanchâtres, faiblement altérés, à stratification entrecroisée finement lités, à niveaux de schistes verts et rares empreintes végétales indéterminables (20 m).

4 - Schistes sableux à éléments détritiques (5 m).

5 - Grès quartzeux blancs, hématisés en surface, en bancs épais, à galets siliceux, et stratification entrecroisée (9 m).

6 - Grès blanchâtres, parfois rosés, légèrement quartzeux et finement lités, en feuillets de 2 à 3 cm, avec de minces bandes de schistes sableux contenant quelques empreintes végétales (58 m).

7 - Grès quartzeux épais (20 - 40 cm), alternant avec des grès grossiers ferrugineux à débris de bois fossiles (I2 m).

8 - Quartzites gréseux blanc rosé en surface, à petits graviers de quartz en bancs épais de 30 à 50 cm (I3 m).

9 - Grès quartzitiques rosés, en bancs de 50 à 60 cm, localement argileux et papyracés (I7,5 m).

Unité C

La série des schistes supérieurs est très semblable à celle de l'unité A. Elle est caractérisée par 50 à I40 m de schistes et de schistes gréseux, avec des intercalations de grès calcaires qui comportent localement des lits lumachelliques.

Dans la zone orientale, la partie terminale de cette unité a une couleur plus foncée et comporte de nombreuses couches de schistes charbonneux.

La coupe détaillée de cette unité prolonge celle de l'unité B au Sud de Robat-e-Khan. De bas en haut :

I - Schistes gréseux, verts et rouges, avec quelques blancs gréseux (24 m).

2 - Grès quartzitiques blanc rosé, bien cimentés, durs, à stratification entrecroisée (5 m).

3 - Schistes vert grisâtre, partiellement sableux, finement lités, en couches de 5-I0 mm, avec quelques bancs de grès à la base (2I m).

4 - Grès grossiers blanc rosé, compacts (4 m).

5 - Schistes verts et gris, alternant avec quelques niveaux gréseux (9,50 m).

6 - Grès quartzitiques grossiers, faiblement indurés, à ciment argileux (5 m).

7 - Schistes verts, localement gréseux (9 m).

8 - Calcaires marneux, gris brunâtre, à petits lamellibranches écrasés (3 m).

9 - Schistes sableux verts, coupés en leur milieu par un banc calcaire de 3 m (42 m).

IO - Grès blancs, moyennement indurés, coupés en leur milieu par un niveau de schistes verts (6 m).

II - Schistes verts et gris, alternant avec des bancs gréseux (6I m).

Nous allons maintenant examiner la répartition du groupe inférieur de Shemshak dans les différentes zones structurales de la région de Kalmard.

a) Zone occidentale : le Jurassique manque totalement. Bien que les preuves directes manquent, on peut admettre que cette zone a été émergée pendant le Trias moyen, à la suite de mouvements éocimmériens et l'est restée ensuite.

b) Zone centrale : cette zone, soulevée à la fin du Trias, s'affaisse au contraire pendant le Jurassique si bien que les trois unités de la formation de Ab-e-Haji y sont bien développées.

Le niveau schisteux de base dont nous nous occupons actuellement, est en général masqué, mais là où il affleure (chaine de Rahdar-Gachal), on ne voit pas de conglomérat de base. Néanmoins le Lias repose, du S au N, sur le Trias moyen (Kuh-e-Gachal), le Trias inférieur (Kuh-e-Bakhski) et même les calcaires permiens (Kuh-e-Rahdar. Photo 2, pl. 3). Il y a donc une discordance cartographique, marquée aussi sur le terrain par des lentilles irrégulières de bauxite (Gachal, Gaz-e-Soukhtete), parfois pisolitiques (avec des pisolites de 2 à 5 cm de diamètre sur le versant S de l'anticlinal d'Halvan).

La limite supérieure de la série d'Ab-e-Haji a été placée à la base du calcaire oolitique correspondant à la première transgression marine du Jurassique (calcaire de Badamu). Dans la partie N de la zone centrale, ce calcaire est bien développé et montre des colonies de coraux (recristallisées) qui font penser à une diminution de profondeur.

c) La zone orientale

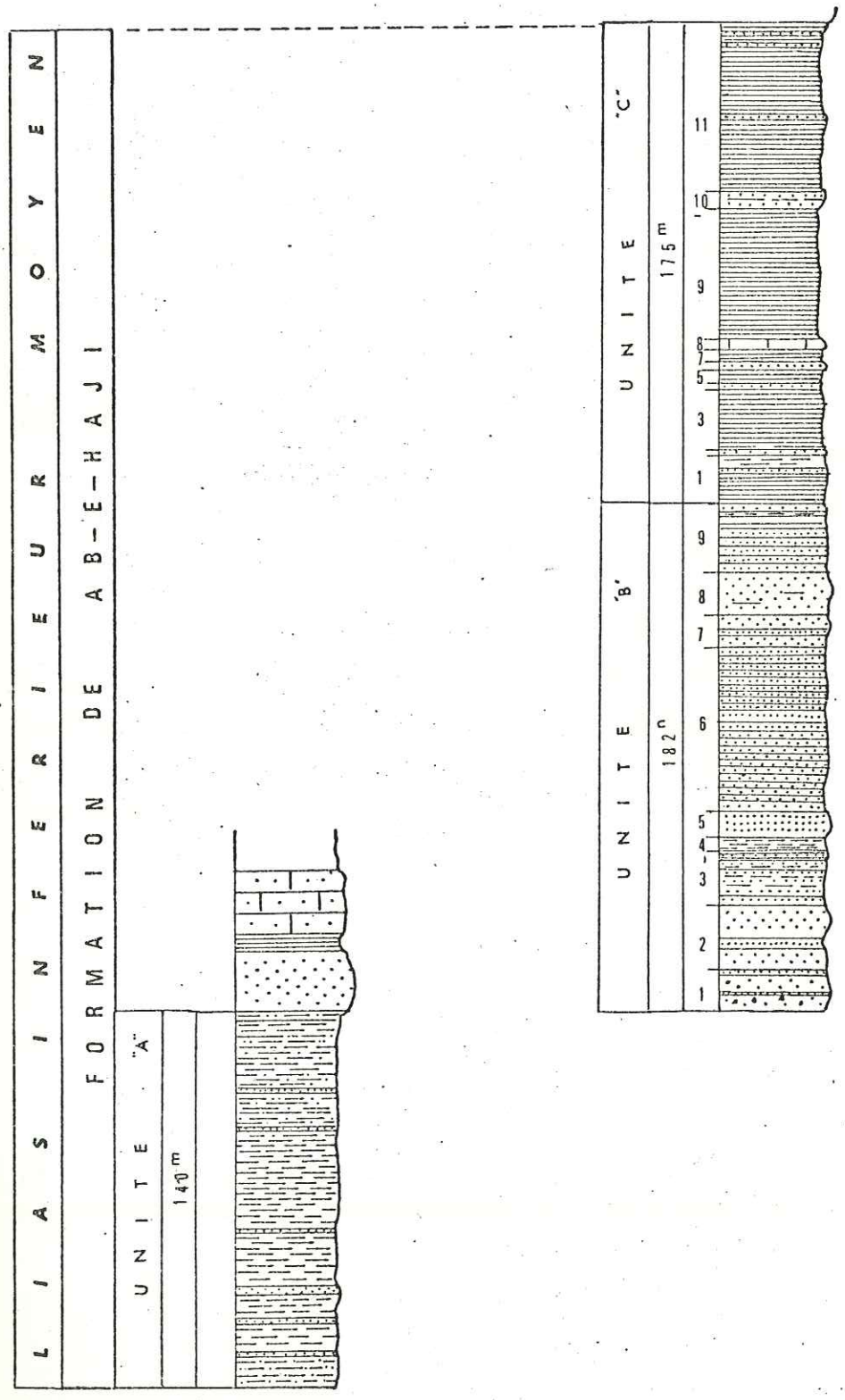
Ici les sédiments du Lias montrent des faciès typiques : ce sont d'abord des schistes verdâtres qui reposent en concordance parfaite sur les schistes du Trias supérieur, ce qui fait penser à une persistance des conditions de sédimentation d'une époque à l'autre. Mais peut-être la similitude des faciès masque-t-elle une discontinuité stratigraphique puisque, dans certains secteurs voisins, le Lias repose en discordance angulaire franche sur les dolomies du Trias moyen.

Données paléontologiques

Pour l'instant, elles se limitent à des traces végétales et des lamellibranches mal conservés. Tout ce matériel est indéterminable.

Mais la formation d'Ab-e-Haji est surmontée par les calcaires fossilifères, oolithiques et gréseux, de la formation de Badamu, d'âge Toarcien-Bajocien. La première

Fig. 28 : Colonne stratigraphique du Lias inf. et moyen (Formation d'Ab-e-Haji).



est donc post-triasique et anté-toarcienne.

La détermination de la micro-flore (spores), effectuée au laboratoire de paléontologie de Lille par M. R. Coquel, sur les échantillons des couches charbonneuses de cette série, a donné un âge liasique compris entre le Sinémurien et l'Aalénien.

Un peu au nord de notre région, dans la région de Shirgesht, la base de la formation de Shemshak a fourni des coraux du genre Oppelismila qui confirment l'âge liasique (inférieur à moyen) de cette formation.

Comparaison avec les autres régions d'Iran

Rappelons d'abord que la formation de Shemshak est connue dans tout l'Iran, sous la forme de sédiments continentaux à paraliques (Fig. 29). Grâce à ses couches de charbon, cette formation a été très étudiée.

Le nom a été créé en I964 par Dellenbach dans l'Elbourz. Mais la coupe-type a été prise par Assereto en I966, dans la vallée de Shemshak (Elbourz). Cette coupe-type comprend 4 lithozones différentes. De bas en haut :

I - Grès inférieurs (76 m) ;

2 - Série charbonneuse inférieure, silto-argileuse (333 m) ;

3 - Grès supérieurs, avec des niveaux schisteux. Cette lithozone a fourni des Ammonites et des Lamellibranches (53I m) ;

4 - Série charbonneuse supérieure, plus gréseuse que l'inférieure (8I m).

Le terme 3 a fourni Calliphylloceras cf nilssoni

Dactylioceras cf commune

Polyplectus sp.

du Toarcien moyen -Aalénien inférieur. Ce terme correspond stratigraphiquement aux calcaires marins surmontant la série d'Ab-e-Haji. Celle-ci correspond donc uniquement aux lithozones I et 2 de la coupe-type de Shemshak.

Le terme d'Ab-e-Haji que je propose d'employer ici, vient des collines situées au Sud de Robat-e-Khan. Il est plus commode à emplyer que celui d'"unité inférieure de la formation de Shemshak".

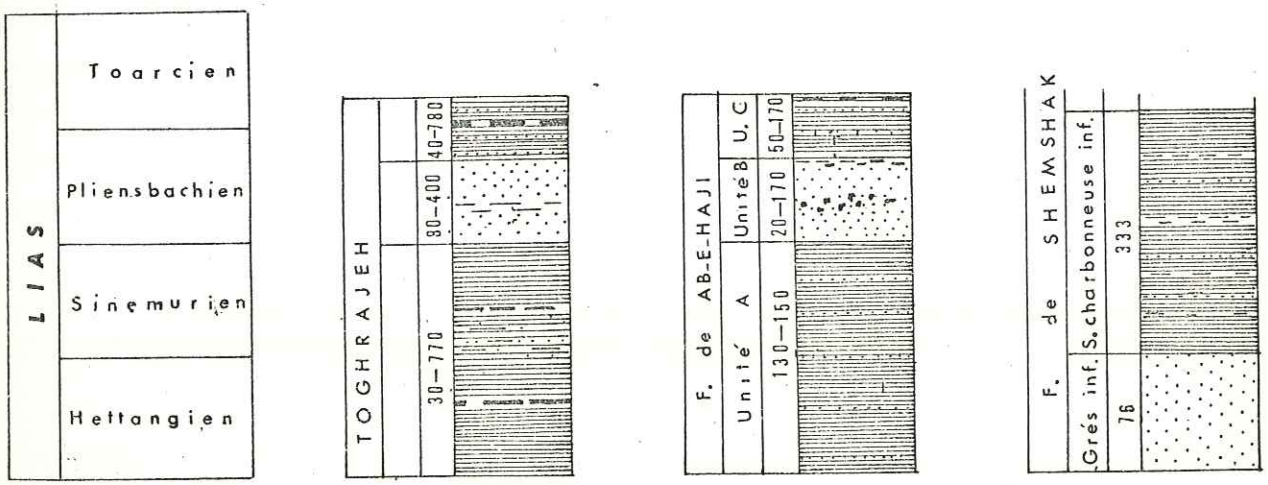


Fig. 29 - Tentative de correlation entre quelques coupes du Lias

Dans la région de Shirgesht, ce terme pourrait également être employé, car la partie inférieure de la formation de Shemshak est faite de schistes verdâtres avec intercalations de schistes gréseux. Un banc de calcaire gréseux de 20 m de puissance forme le toit de cette partie inférieure, et a fourni de nombreux Lamellibranches (Ostrea, Pectinides), des Brachiopodes et des Coraux. Bien que les déterminations spécifiques manquent, il est probable que ce calcaire correspond au terme 3 de la coupe-type de Shemshak et serait donc comparable au calcaire de Badamu.

De même, dans la région de Kerman, le Jurassique inférieur a été récemment revu, et on y retrouve les trois unités du Lias de la région de Kalmard :

- Unité inférieur (3 à I70 m) : alternance de grès et d'argiles à nombreuses intercalations de charbon. Cette unité a fourni :

Equisetites gr munsteri
Marattia munsteri
Clathropteris meniscioide
Nilssonia sp.

du Lias inférieur. C'est évidemment l'équivalent de l'unité A de la série d'Ab-e-Haji.

- Unité moyenne (80-400 m) : grès quartzitiques de teinte claire, malheureusement sans fossiles. On l'attribue au Pliensbachien-Domérien. Elle correspondrait à l'unité B de la série d'Ab-e-Haji.

- Unité supérieure (40 à I80 m) : Schistes pélitiques et schistes charbonneux verdâtres, avec un horizon de charbon dit "horizon C". Cette unité a fourni :

Brachyphyllum mammillare
Coniopteris hymenophylloides

du Toarcien inférieur. Comme elle est recouverte par des calcaires marins analogues à ceux de Badamu, on peut en faire l'équivalent de l'unité C d'Ab-e-Haji.

Toutes ces données confirment donc que la première lithozone du groupe Shemshak, ou formation d'Ab-e-Haji correspond au Lias inférieur et moyen.

I.2. - Formation de Badamu (Toarcien-Bajocien)

Généralités :

Après l'épisode à dominance détritique qui succède à la phase éocimmérienne, un régime marin franc, bien que peu profond, s'installe à peu près partout dans l'Iran central et septentrional. Ses dépôts succèdent en concordance à ceux du Lias inférieur et moyen.

C'est au Sud de l'Iran central, dans la région de Kerman, que l'on a décrit sous le noms de "formation de Badamu" les faciès les plus typiques de cette nouvelle période. Ce sont des calcaires très riches en Ammonites. Vers l'Est (région de Shotori, de Shirgesht), l'épaisseur diminue et, surtout, le faciès devient plus gréseux, si bien que la formation de Badamu a souvent été confondue avec le niveau marin sus-jacent d'âge

Bathonien supérieur (calcaire de Bidou). Ce faciès gréseux se retrouve également vers le Nord, dans la chaine de l'Elbourz. Il disparait donc vers l'Ouest de l'Iran central et le Sud de l'Iran.

Qu'en est-il dans la région de Kalmard ? Nous avons dit qu'avant les mouvements éocimmériens, cette région se rattachait paléogéographiquement à l'Est de l'Iran central (Shotori-Shirgesht). Au début du Jurassique, elle a plus d'affinités avec le Sud de l'Iran central (Kerman) et cette affinité s'accentue à partir du Toarcien : on retrouvera donc ici le faciès des calcaires de Badamu, probablement d'ailleurs à leur limite N, car plus au Nord, le faciès typique de cette formation disparait.

Dans la région de Kerman, ces calcaires ont été très étudiés car ils sont riches en Ammonites et forment un niveau repère remarquable entre les sédiments charbonneux du Lias et du Dogger. Leur datation a été précisée par Tippe (I92I), Bëhne (I937), Huber et al. (I954), Huckride et al. (I962), qui les ont attribués au Lias supérieur - Dogger inférieur. Récemment K.S. Emami (I967) a procédé à l'étude exhaustive des Ammonites de cette formation, et a pu y dénombrer I03 espèces dont 7 nouvelles. Ces Ammonites confirment l'âge Toarcien-Bajocien moyen.

On a récemment proposé de séparer la partie toarcienne sous le nom de "série de Neizar", et la partie bajocienne sous celui de "série de Babnizu". En fait la limite entre ces deux séries est si mal tranchée qu'il est préférable de les laisser groupées sous le nom de "formation de Badamu", terme d'ailleurs consacré par l'usage.

Dans la région de Kalmard, la formation de Badamu est bien développée dans les zones centrale et orientale. Elle manque dans la zone occidentale où la série s'arrête au Trias moyen comme nous l'avons vu, et qui était probablement alors émergée (fig. 30). On remarquera aussi le "renversement de subsidence" qui se produit entre le Paléozoïque et le Jurassique pour la zone centrale de Kalmard, puisque la plate-forme, elle, devient une zone de subsidence. Tous ces mouvements verticaux se font suivant les grandes failles du type faille de Kalmard.

- La formation de Badamu dans la zone centrale

Les calcaires de Badamu y présentent une constitution lithologique et des épaisseurs variables suivant les points (fig. 3I).

Dans la partie N (fig. 3I c), sur le versant S de l'anticlinal de Halvan, au N de Kuh-e-Rahdar et l'anticlinal de Kalmard, la formation de Badamu se compose de calcaires oolitiques très homogènes, gris foncé, en bancs épais, avec des intercalations de calcaires gréseux oolitiques à patine brune : le tout forme un ensemble rubané sur le versant W du Kuh-e-Rahdar, à environ 5 km au SE du village de Jafaru où l'épaisseur atteint presque I00 m.

Les restes de fossiles sont exclusivement ceux de Lamellibranches et de Bryozoaires. La microfaune n'a fourni aucun éléments caractéristiques.

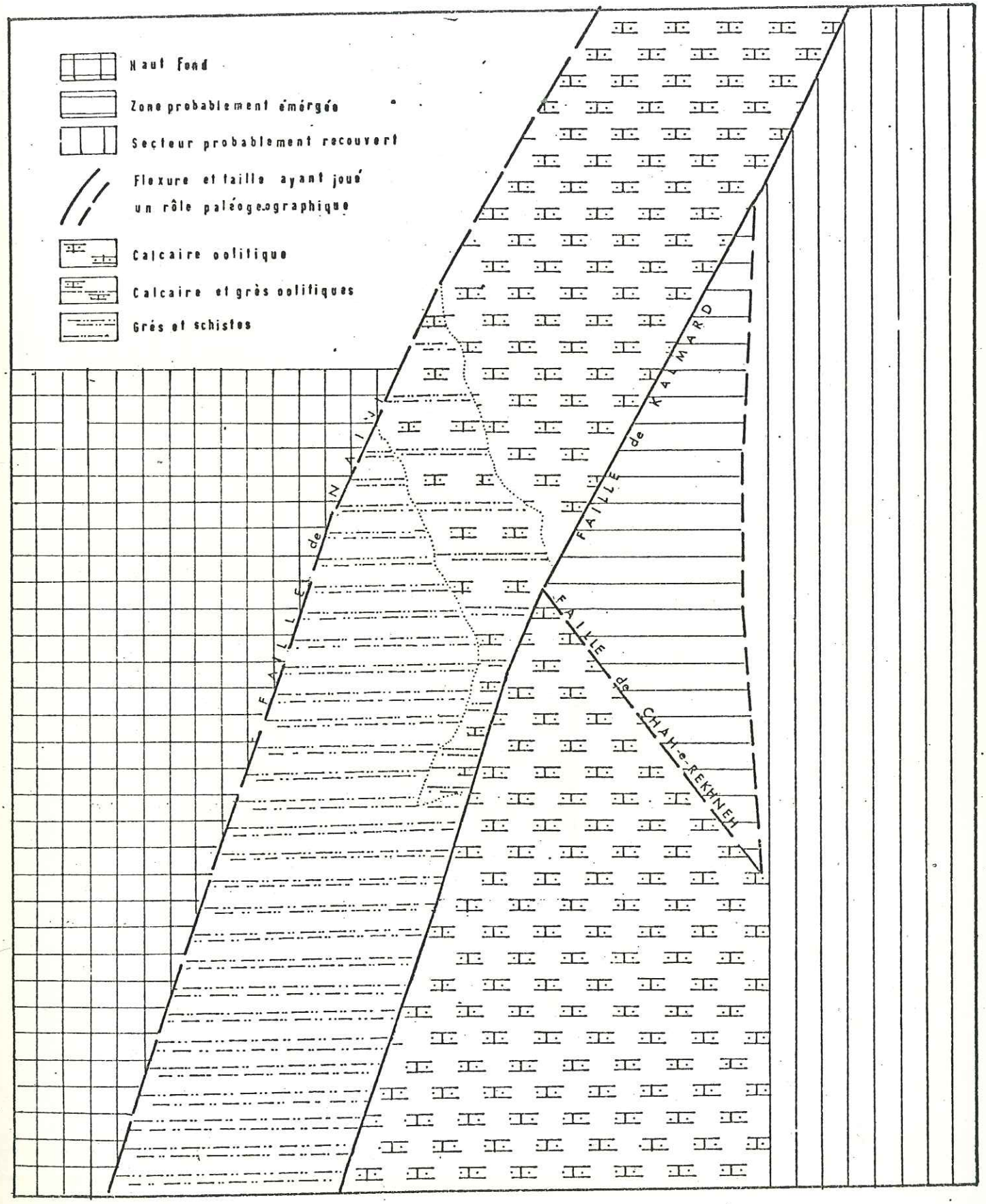
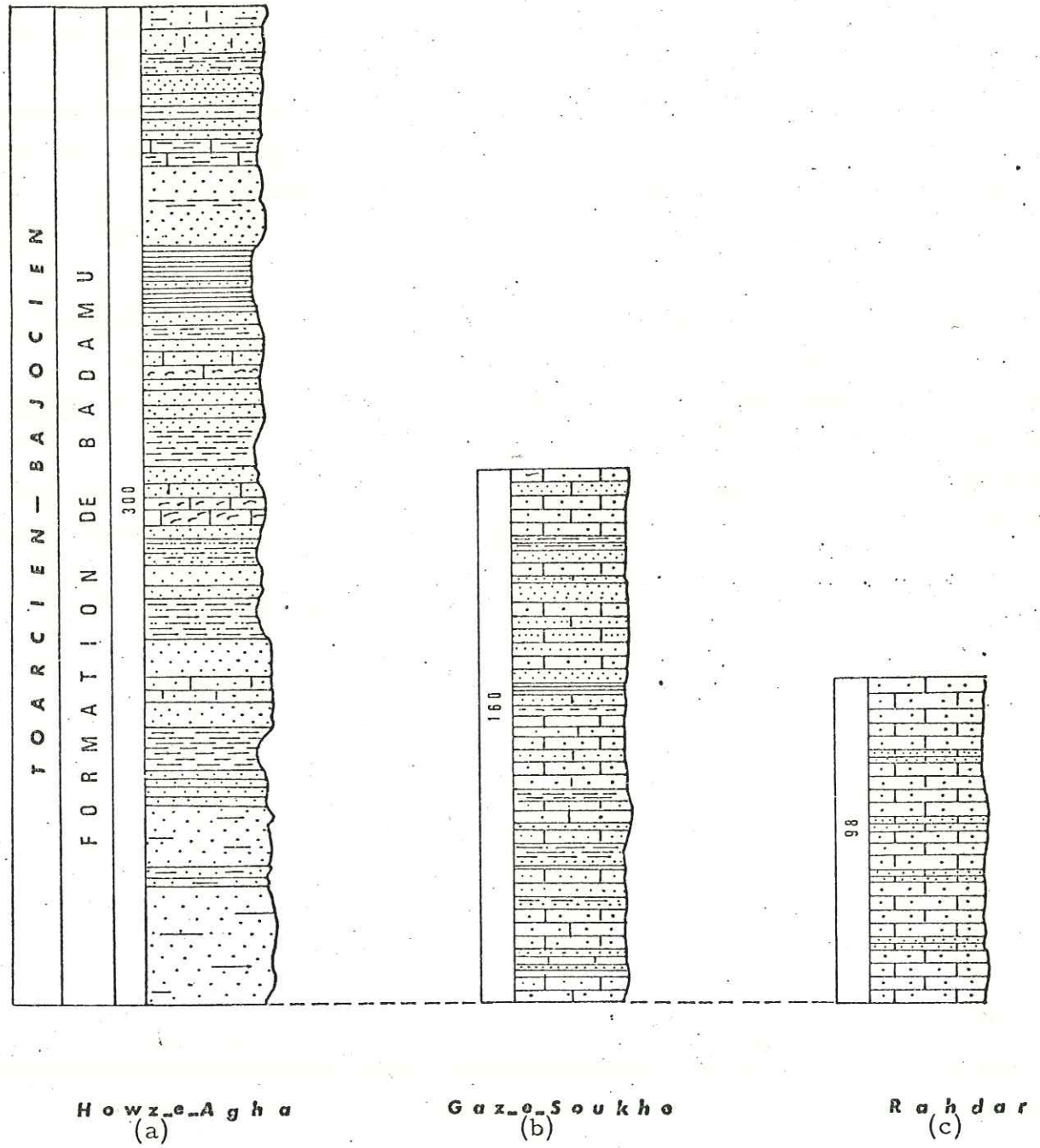


Fig 30 - Schéma de répartition des faciès au Toarcien-Bajocien

Formation de Badamu

Fig. 31 : Schéma de corrélation montrant les variations du Toarcien-Bajocien dans la zone centrale et du Nord au Sud.



(Echelle 1/2000).

Vers le Sud, lithofaciès et épaisseur se modifient fortement. Le pourcentage des intercalations gréseuses augmente tandis que l'épaisseur générale croît (plus de I60 m). Il y a donc apport plus important de produits terrigènes. Ce faciès s'observe dans la partie centrale de la zone centrale, où l'on peut prendre comme type la coupe de Gaz-e-Soukhteh au SE de Robat-e-Khan (fig. 3I b).

Encore plus au Sud, le caractère détritique continue à s'affirmer de sorte qu'au Kuh-e-Shotoron, la formation de Badamu débute par un niveau de grès quartzitique massif et se poursuit par des intercalations de schistes verts et de grès quartzitiques. Les intercalations calcaires sont limitées à quelques lentilles de calcaires récifaux à Algues. Les lits lumachelliques sont abondants mais les fossiles non déterminables. La coupe relevée à l'W de Howz-e-Agha atteint plus de 300 m d'épaisseur et nous servira de coupe-type de la formation Badamu (voir fig. 3I a).

Ce passage de calcaires oolitiques à des faciès détritiques est tout à fait progressif et il est impossible de mettre une limite précise entre eux. Cette hétérogénéité des faciès doit probablement résulter d'une accélération de la subsidence vers le Sud, jointe à la proximité d'une source possible de matériaux détritiques au Sud de la zone centrale.

- La formation de Badamu dans la zone orientale

Elle y est beaucoup plus homogène comme faciès. Il s'agit essentiellement de calcaires oolitiques gréseux, gris brun, montrant localement des stratifications entrecroisées. Par contre, l'épaisseur varie, depuis 70 m dans l'affleurement le plus septentrional (à l'Est de Kalmard) jusqu'à zéro au voisinage de Kal-e-Zard, mais les couches réapparaissent à nouveau à la limite Sud de la région, avec une épaisseur de 30 m environ (fig. 32).

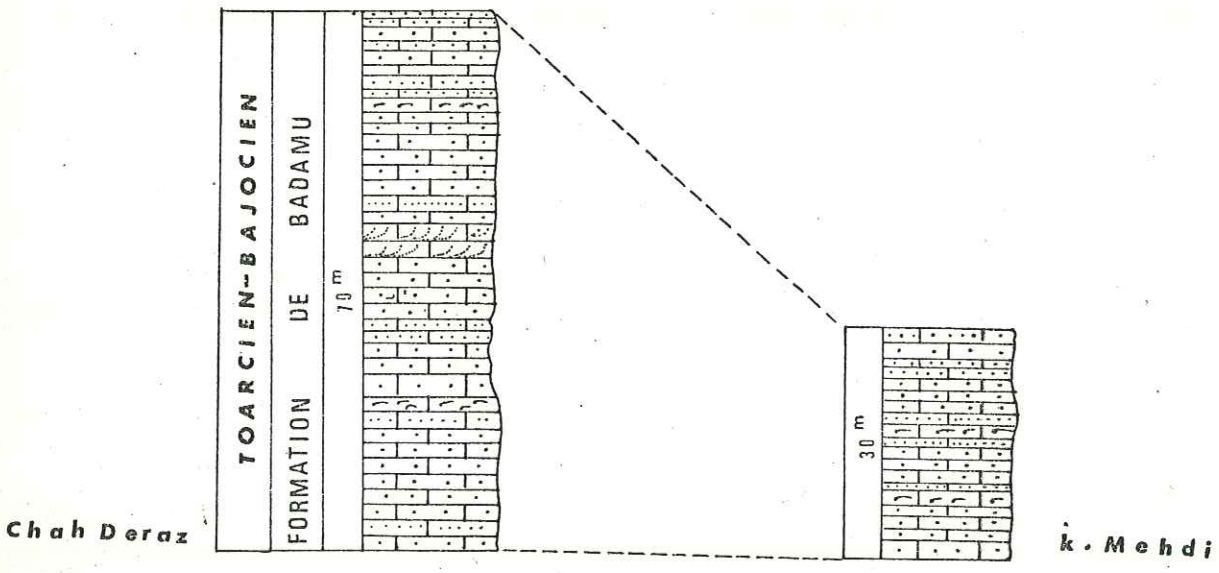


Fig. 32 - Schéma de correlation du Toarcien-Bajocien dans la zone orientale
Echelle I/I000

A l'opposé de ceux de la zone centrale, les calcaires de Badamu sont riches en fossiles, ce qui indique vraisemblablement des conditions paléogéographiques différentes.

Dans cette zone orientale, les dépôts des calcaires de Badamu sont limités vers le Nord par une faille transversale (faille de Chah Rekhneh). Ceci indique que cette faille existait probablement à l'époque et pouvait limiter deux compartiments à jeu différent, avec notamment un compartiment Nord jouant en surélévation, bien que l'on ne puisse exclure totalement une érosion postérieure au dépoôt de ces calcaires.

Les calcaires de Badamu n'affleurent pas dans le faisceau de plis qui borde à l'Est la zone orientale, mais leur existence est probable car cette zone a joué le rôle d'un sillon légèrement plus subsident que le reste de la zone. D'ailleurs, à l'extrémité N de la zone orientale, on peut observer la formation de Hojedk qui forme en général le toit de celle de Badamu.

La figure 30 montre un schéma possible de la paléogéographie de cette époque, schéma où apparait nettement le rôle des grandes failles (Kalmard, Naini, Chah-Rekhanah).

Contacts avec les formations encaissantes

Partout le calcaire de Badamu repose en concordance, au moins apparente, sur les schistes supérieurs de la série d'Ab-e-Haji (Lias). Cependant l'existence de Lamellibranches du Toarcien-Bajocien juste à la limite de ces deux ensembles, fait penser que les schistes sous-jacents sont probablement à exclure de la formation de Badamu.

Vers le haut, les calcaires de Badamu sont recouverts en concordance par les grès en plaquettes de la formation de Hojedk (Dogger moyen), au moins dans la zone orientale, car dans la zone centrale, les dépôts plus récents manquent à peu près partout. L'existence de trois petits affleurements de grès fait penser que ces dépôts plus récents ont existé mais ont été détruits par le soulèvement anté-Bathonien supérieur ou par celui de la fin du Jurassique. On ne peut donc rien dire du contact avec les calcaires de Badamu.

- Conditions de dépôt et âge de la formation de Badamu

Les dépôts de la région de Kalmard n'ont pas fourni les faunes classiques que ce niveau donne dans la région type. Le milieu est précisé par la présence de Coraux, Pectinidés, Ostreidés, Trigoniidés, qui indiquent évidemment une mer peu profonde et assez chaude. Pourtant il faut noter parmi les Coraux trouvés dans ce calcaire, au Sud de Chah Deraz, dans la zone orientale :

Kolbya crassolamellosa Gregory

Dimorphastraea cosmanni Koby (voir pl. 7), peu significatifs (Det. Mme Beauvais), et un unique lamellibranche Ceratomya concentrica Sow. qui indique un âge Toarcien-Aalenien. Ce fossile a été trouvé à la limite inférieure de cette série. L'échantillon 40 pris à

environ 70 m de la base a fourni Trigonia sp. (passage Vaugonia-Scaphotrigonia) ; Pleuromya sp. (Det. Mme Termier).

Mais à Kerman, où les conditions sont voisines, la base de la formation est datée par des Grammoceras du Toarcien supérieur, et le sommet par des Stéphanocératidés du Bajocien moyen (K. SEYED EMAMI).

Nous adopterons ces conclusions pour la région de Kalmard. Nous n'avons pas observé de changement lithologique à la limite du Lias et du Dogger, la sédimentation ayant été parfaitement continue. Il en est de même à Kerman où seule l'apparition des Pleydellia et Dumortieria permet de matérialiser le début du Jurassique moyen.

- Comparaisons avec les autres régions d'Iran

Comme on l'a dit, le Lias terminal-Dogger inférieur offre un développement considérable dans la chaine de l'Elbourz. Il y est fait de grès marins dont Assereto (1966) a fait la troisième lithozone de la formation de Shemshak, ou lithozone des "Grès supérieurs". Ces grès ont fourni : Grammoceras cf. pluritan (Dum), Inoceramus quenstedti, Stephanoceras sp. du Toarcien supérieur-Aalénien inférieur.

Si on compare ces niveaux avec la formation de Badamu (Toarcien moyen-Bajocien inférieur), on en conclue que cette dernière correspond non seulement aux "Grès supérieurs" de la formation de Shemshak de l'Elbourz, mais aussi à la partie inférieure de la série charbonneuse supérieure de Shemshak. Si l'on raisonne seulement sur les faciès, cette assimilation est un peu choquante et il serait beaucoup plus logique que les formations marines soient contemporaines en Iran central et dans l'Elbourz, et que leur passage à des couches continentales le soit aussi. C'est dire que l'on est tenté de considérer que la formation de Badamu (Iran central) est l'équivalent des seuls grès supérieurs de Shemshak (Alborz). Mais une hétérochromie est toujours possible (voir tableau 5).

Malgré l'absence de détermination précise des fossiles de la formation de Badamu dans la région de Kalmard, ces dépôts se montrent en tous points parfaitement semblables à ceux de la région de Kerman. Comme l'indique la figure 33, il y avait une relation étroite entre les bassins de Kalmard et de Kerman, le long d'une dépression subsidente bordée à l'Est par la faille de Kalmard et à l'Ouest par celle de Naini-Kuh-e-Banan.

La variation de faciès décrite précédemment dans la zone centrale de Kalmard, à savoir le passage des calcaires oolitiques au Nord vers les grès au Sud, se retrouve dans la région de Kerman, mais en sens contraire, lorsque les calcaires affleurent 24 km au NW de Kerman, passent vers le N à des faciès de plus en plus gréseux et pélitiques, en même temps que les épaisseurs augmentent rapidement.

On peut donc se demander s'il n'y aurait pas eu entre les deux régions une sorte de seuil émergé d'où proviendrait le matériel détritique. On peut admettre que ce

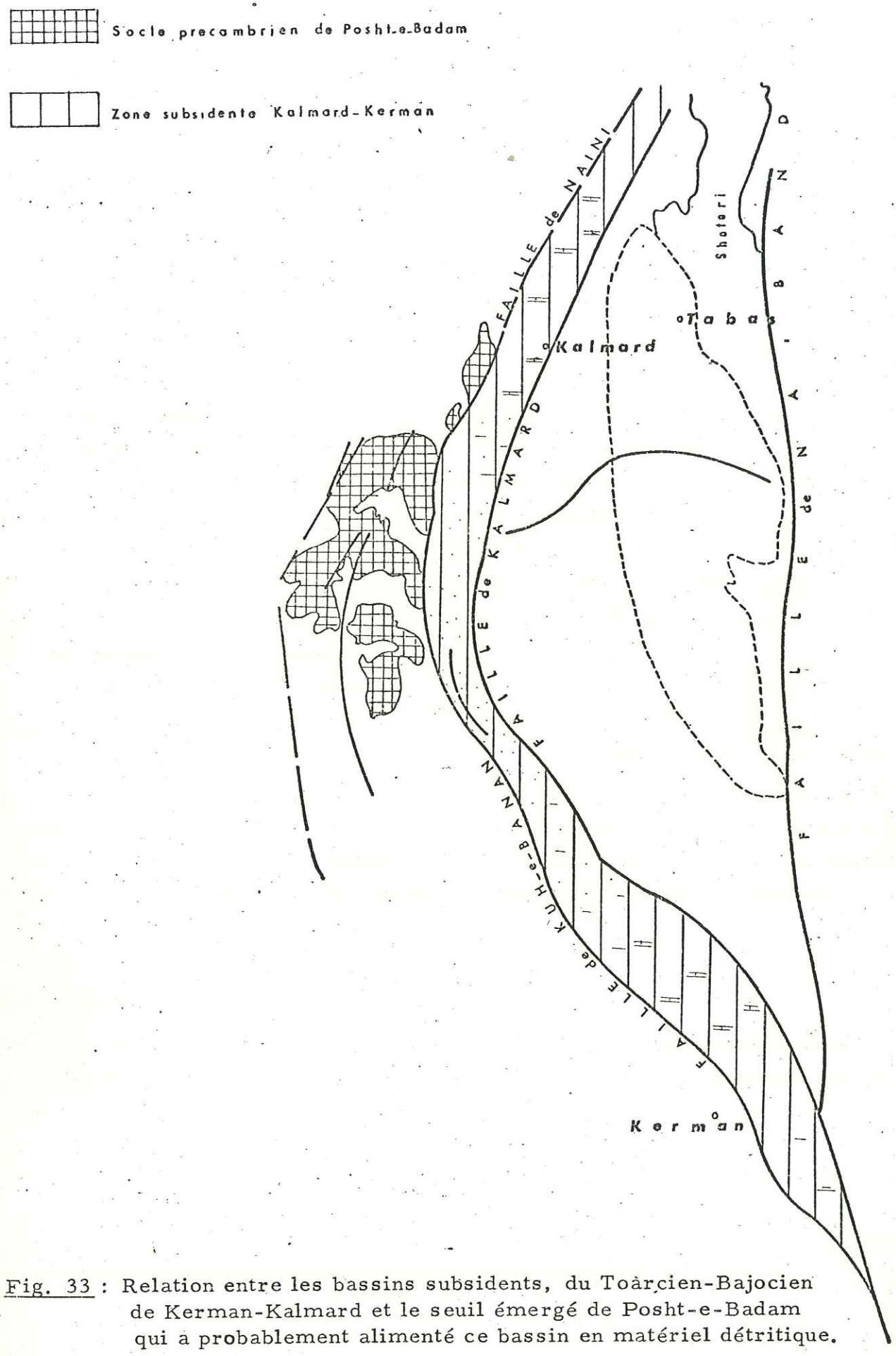


Fig. 33 : Relation entre les bassins subsidents, du Toarcien-Bajocien de Kerman-Kalmard et le seuil émergé de Posht-e-Badam qui a probablement alimenté ce bassin en matériel détritique.

seuil pouvait être le socle précambrien de Posht-e-Badam : sa destruction aurait parfaitement pu alimenter en produits détritiques le bassin de Kalmard au Toarcien-Bajocien.

A l'Est et au Nord de la région étudiée, on retrouve une formation calcaire comparable à celle de Badamu, dans la région de Shotori (Stöcklin et al., I965) et de Shirgesht (Ruttner et al., I968). En fait les études récentes effectuées dans la région de Kalmard démontrent que cette formation calcaire n'est pas l'équivalente de celle de Badamu, mais représenterait les dépôts de la deuxième transgression marine du Jurassique, d'âge bathonien. Ces calcaires sont en effet superposés aux couches gréseuses de la formation de Hojedk (Bajocien-Bathonien probables).

Le véritable équivalent des calcaires de Badamu est en fait une intercalation de calcaires oolitiques, à Coraux et Lamellibranches, dans les schistes et grès à plantes, intercalation déjà connue de J. Stöcklin et al. (op. cit.). Vers le Nord, ce niveau s'épaissit et atteint 200 m à l'Est de Malvand dans la région de Shirgesht : les couches contiennent des Coraux, des Pentacrines, des Ostréides, des Trigonies et des Bélemnites, malheureusement en mauvais état et indéterminables.

Vers l'Ouest, la formation de Badamu se rencontre pour la dernière fois au Nord de Yazd, où elle est représentée par 200 m de calcaires oolitiques plus ou moins marneux, et de grès (N. Valeh, sous presse). Ces calcaires ont fourni :

Pseudogrammoceras fallaciosum (Bayle)

Pseudogrammoceras pachu (Buckman)

Hammatoceras sp.

du Toarcien supérieur-Bajocien inférieur. Au-dessous d'eux viennent des couches paraliques analogues à notre formation d'Ab-e-Haji, et que l'on a parfois appelées à tort "formation de Shemshak". Rappelons une fois encore que ce dernier terme a une signification beaucoup plus large et englobe l'horizon calcaire de Badamu qui est localement (c'est le cas ici) bien différencié entre deux couches de grès à plantes.

I.3. - Formation de Hojedk

En Iran du Nord et en Iran central, les assises de Toarcien-Bajocien sont recouvertes par un nouvel ensemble détritique de couches charbonneuses indiquant une reprise des conditions continentales sur le territoire iranien. L'épaisseur de ces couches traduit un bassin paralique subsident.

En Iran du Nord, ce nouvel ensemble correspond à la quatrième lithozone de la formation de Shemshak ("séries charbonneuses supérieures" d'Assereto) d'âge bajocien-bathonien.

Dans la chaine de Shotori et la région de Shirgesht, ces couches existent aussi mais ont été en général confondues ou groupées avec celles du Lias sous le nom

général de "formation de Shemshak".

Enfin, au Sud de l'Iran central, dans la région de Kerman, cette phase régressive du Bajocien moyen se traduit également par des faciès gréseux qui constituent la plus importante réserve de charbon de l'Iran méridional. Le comité stratigraphique de l'Iran a proposé le nom de "Formation de Hojedk" pour ces assises gréseuses à charbon qui surmontent les calcaires de Badamu et rappellent beaucoup, par leur faciès, celles du Lias.

Dans la région de Kalmard, cette formation est facilement reconnaissable et largement représentée, avec un faciès assez constant et homogène. Elle correspond, sur une épaisseur assez considérable (360-740 m) à une série de grès laminaires, légèrement quartzitiques. Les faciès quartzitiques épais, à grain fin, dominent à la partie inférieure ; le haut de la série montre au contraire des intercalations plus nombreuses de schistes minacés.

Ces dépôts sont caractérisés par leur hématisation, en concrétions ou en réseau de fissures à la surface des bancs.

Cette hématisation confère une coloration brun rougeâtre à certaines parties de la formation.

Les intercalations de schistes charbonneux sont abondantes à la partie inférieure. Le charbon est localement exploitable (par exemple le long du Kal-e-Shur, au Sud de la zone centrale ou le long de la faille de Kalmard à l'Est du caravansérail de ce nom, à la limite des zones centrale et orientale). Ces amas de charbon se retrouvent dans la région de Kerman où on les désigne sous le nom de "zones charbonneuses D".

Zone occidentale

Nous avons déjà dit que le Jurassique y manquait totalement : il y avait là un relief dont l'érosion alimentait en produits détritiques les séries gréseuses de la formation de Hojedk sous les zones centrale et orientale.

Zone centrale

La formation de Hojedk n'est représentée qu'au Sud de Kal-e-Shur, et ne réapparaît ensuite qu'au Nord de la zone, hors de la région étudiée. Le contact avec la formation sous-jacente est masqué. Les niveaux les plus inférieurs visibles sont des couches charbonneuses qui se trouvent habituellement à quelques dizaines de mètres au-dessus de la base. Ces charbons sont localement exploités mais de façon artisanale.

Zone orientale

Trois coupes détaillées ont pu être relevées (fig. 34) :

a) - l'affleurement le plus septentrional se situe sur le versant oriental du Kuh-e-Echellon. On a là 242 m de grès légèrement quartzitiques, puis des schistes marneux et

gréseux, peu consolidés. Sa teneur en oxyde de fer confère à la formation une patine rouge brunâtre.

La base n'est pas visible, et le sommet est coupé par une surface d'érosion. La partie visible montre, de bas en haut (fig. 34 a) :

I - Grès gris clair, hématisés en réseau à leur surface avec des intercalations de grès calcaires oolitiques (48 m) ;

2 - Grès gris, polygéniques, à patine brune, à ciment légèrement argileux et traces de bois fossiles (38 m) ;

3 - Grès légèrement quartziteux, à gros grain, ferrugineux, brun violacé foncé, en bancs lités (70 m) ;

4 - Grès et grès quartzitiques, de teinte gris foncé avec de gros grains de quartz arrondis et de petits grains de quartz anguleux (35 m) ;

5 - Grès gris verdâtre, à grain moyen, avec au sommet, quelques intercalations de schistes très sableux à débris de plantes (35 m) ;

6 - Grès homogènes grisâtres, en barres très minces, avec deux intercalations de marnes rouges (I6 m).

b) - <u>la coupe au Sud de Chah Deraz</u> épaisse de 735 m, elle montre de bas en haut (fig. 34 b) :

I - Grès quartzitiques blanchâtres bien stratifiés, à patine brunâtre, moyennement lités (I8 m) ;

2 - Grès à grain grossier, brun clair, à nombreuses cassures enduites d'oxyde de fer (20 m) ;

3 - Calcaires gréseux, avec des traces de Lamellibranches écrasés (5 m) ;

4 - Grès quartzitiques blancs, d'apparence feuilletée, avec des intercalations de schistes noirs charbonneux (II m) ;

5 - Grès quartzitiques blancs alternant avec des schistes gréseux gris clair (25 m) ;

6 - Grès gris foncé, polygéniques, à ciment illitique et stratification entrecroisée (I9 m) ;

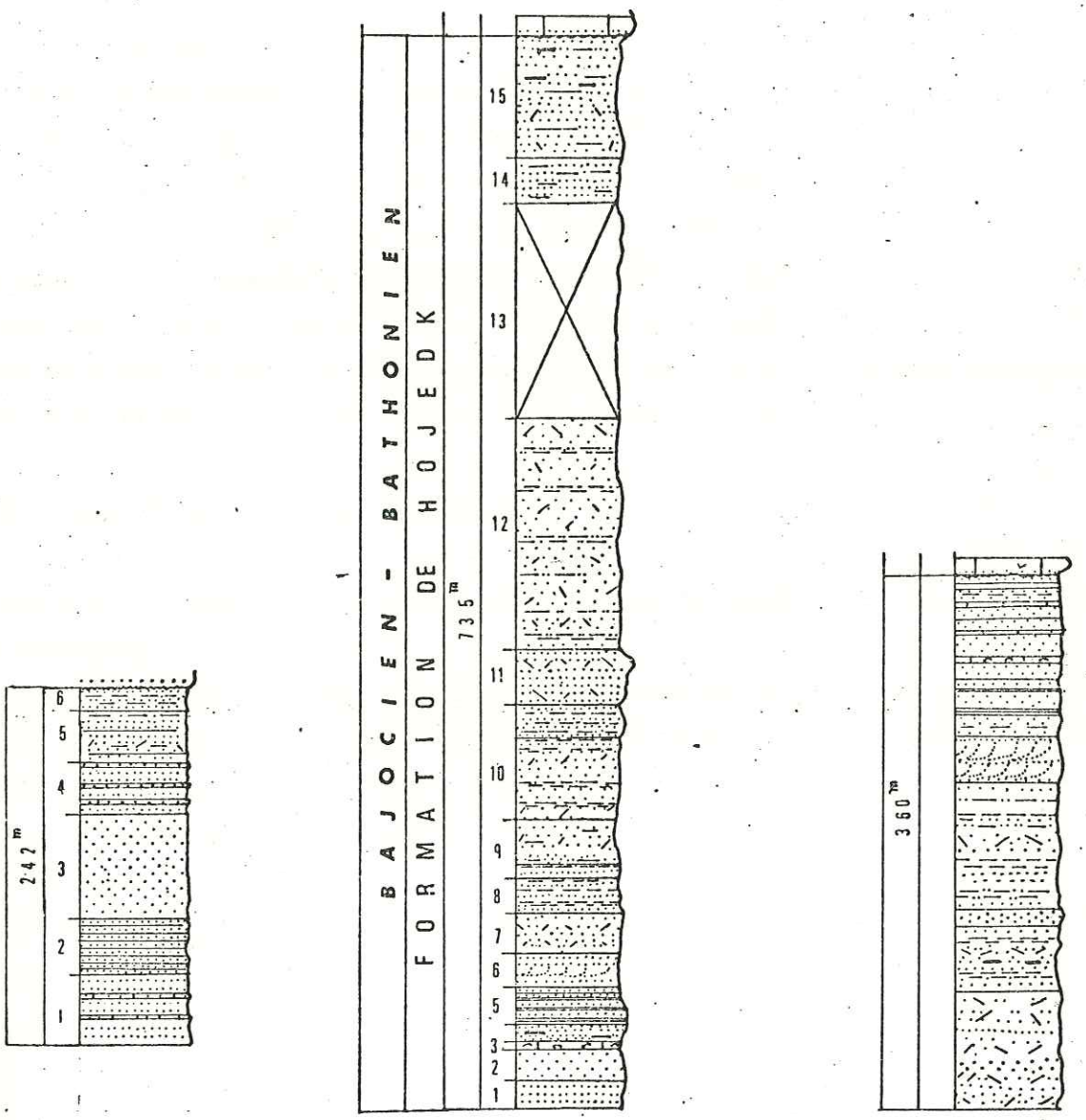
7 - Grès homogènes, hématisés, à patine brune ou rouge violacé, contenant des graviers de quartz (22 m) ;

8 - Grès alternant avec des schistes de teinte gris foncé, à débris végétaux (24 m) ;

9 - Grès gris légèrement micacés et schisteux, avec des passées de schistes charbonneux (39 m) ;

IO - Grès micacés friables alternant avec des schistes sableux gris vert à croûtes ferrugineuses (77 m) ;

Fig. 34 : Corrélation entre les différentes coupes de la formation de Hojedk dans la zone orientale de Kalmard.



I1 - Grès homogènes feuilletés, gris clair, avec des passées de grès conglomératiques formant relief (36 m) ;

I2 - Schistes gréseux alternant avec des grès en lits très minces (I56 m),

I3 - Les I45 m suivants sont recouverts par des éboulis ;

I4 - Grès légèrement quartzitiques roses et gris clair, alternant avec des schistes micacés gris foncé, à nombreuses concrétions hématitiques (36 m).

c) - Coupe du versant E du Kuh-e-Kamaremehdi

A la limite S de la région. Epaisse de 360 m, elle montre la même composition que les coupes précédentes.

Dans toute cette zone orientale, la formation de Hojedk repose en concordance sur les calcaires gréseux de Badamu. Lorsqu'ils manquent, la formation repose directement sur celle de Hab-e-Haji, de faciès assez analogues. Néanmoins, la lithologie et la patine générale permettent de repérer assez facilement le contact.

Au sommet, la formation de Hojedk est toujours interrompue par une surface d'érosion anté-bathonienne supérieure. Comme il y a concordance avec les termes susjacents, cette discontinuité de sédimentation n'est pas toujours facile à déceler sauf lorsqu'elle est recouverte par le conglomérat de base du Bathonien transgressif (cas de la coupe d'Echellon, à la limite N du secteur étudié).

I.3.I. - Age de la formation de Hojedk

Dans la région de Kalmard, cette formation surtout détritique, ne renferme pas de fossiles à l'exception de traces de plantes, de Lamellibranches et de Coelentérés indéterminables.

Les charbons n'ont pas fourni de spores ou de pollens, probablement par suite de leur évolution très poussée. Cependant un échantillon de schiste charbonneux (n° 4I9), étudié au laboratoire de paléobotanique de Lille par R. Coquel, a fourni :

- Cycadopites carpentieri Singh
- Deltoïdospora hallii Miner
- Monosulcites minimus Cooksen
- Araucaria pollonites sp.
- Triletes sp.
- Convolutispora cf. klukiforma
- Cyathidites australis Couper
- Concavissimisporites variverrucatus Couper

Cette flore est en principe de chachet liasique (aalénien au grand maximum) ce qui ne s'accorde pas avec les données de terrain, puisque la position stratigraphique de la formation de Hojedk entre deux séries bien datées (le calcaire de Badamu toarcien-bajocien inférieur et le calcaire du Bathonien supérieur), permet de l'attribuer au

Bajocien moyen-Bathonien inférieur. On pourrait donc penser que cette flore est remaniée.

En dehors de la région de Kalmard, cette formation a fourni des faunes et des flores notamment près de Kerman et dans l'Elbourz. Près de Kerman, les minces passées calcaires ont fourni :

- Pholadomya sp.
- Lyridon sp.
- Pseudomonates echinata (Smith)
- Astarte minima (Phill.)

dont l'âge va du Bajocien au Callovien.

Dans la chaine de l'Elbourz, le flore étudiée par D. W. BARNARD dans les séries charbonneuses supérieures de la formation de Shemshak (équivalentes de celles de Hojedk) ont fourni :

- Ptilophyllum cf. ukrainense
- Taniopteris sp.
- Carpolithes sp.

du Bajocien.

I.3.2. - Comparaison avec les autres régions d'Iran

Le faciès détritique à charbon du Bajocien-Bathonien affleure largement dans tout l'Est de l'Iran central et la chaine de l'Elbourz. Dans cette dernière, la lithozone supérieure de la formation de Shemshak, attribuée au Bajocien-Bathonien (Assereto, I963) est exactement analogue à la série de Hojedk.

A l'Est de l'Iran central dans les régions de Shirgesht et Shotori, la régression du Bajocien est assez marquée, si bien qu'il y a une très grande analogie lithologique entre les dépôts détritiques de cette époque et ceux ce de la région étudiée (formation de Hojedk). Mais, du fait que les calcaires marins de la formation de Badamu n'ont pas été différenciés dans ces régions, tous les faciès grèseux de la formation de Hojedk ont été attribués au Lias sous le nom "Formation de Shemshak". Compte-tenu des observations effectuées dans la région de Kalmard, il parait évident qu'une partie au moins de la formation Shemshak de ces deux régions semble correspondre à du Bajocien : c'est ainsi que dans les montagnes de Pirhajat, à l'Ouest de Sirgesht, dans le prolongement N de la zone centrale de Kalmard, A. Ruttner et al. (I968) ont signalé deux affleurements de faciès gréseux de type Hojedk, mais en les considérant comme une variation latérale de faciès de la formation de Baghamshah du Bathonien supérieur, dont nous parlerons plus loin. Mais comme on le verra, ces deux formations sont différentes et ne représentent nullement des variations de faciès d'un niveau unique.

Au Nord de Yazd, les conditions sont différentes de celles de l'E et du S de l'Iran central. En effet, les calcaires de Badamu y sont directement recouverts par une série marneuse verte que N. Valeh a considéré comme l'équivalent de la formation de

Baghamshak. La formation de Hojedk manquerait donc ici. On peut penser à deux explications possibles :

- ou bien le calcaire sous-jacent à la formation de Baghamshak n'est pas l'équivalent de celui de Badamu. Il existerait deux niveaux calcaires d'âge différent, le calcaire de Badamu et un niveau bathonien, sus-jacent à la formation de Hojedk ; ces deux niveaux auraient pu être confondus - et la formation de Hojedk existerait donc réellement ;

- ou bien les marnes de Baghamshak sont réellement superposées aux calcaires de Badamu, et il y aurait alors vraiment lacune de la formation de Hojedk, par non dépôt ou érosion anté-Bathonien supérieur.

Les études en cours de N. Valeh permettront, sans doute, de trancher prochainement en faveur de l'une ou l'autre de ces possibilités.

Dans la région de Kerman, la série de Hojedk a été étudiée depuis longtemps en raison du charbon qu'elle contient. C'est la "série à plantes" de Tippeh (I92I), les "grès et schistes supérieurs" de Huber et Stocklin (I954), le "Dogger" de Huckride et al., I962. Dernièrement des géologues iraniens et russes ont présenté des subdivisions nouvelles pour le Jurassique moyen de cette région. Parmi elles, la "suite de Gumrud" peut être considérée comme l'équivalent de la formation de Hojedk.

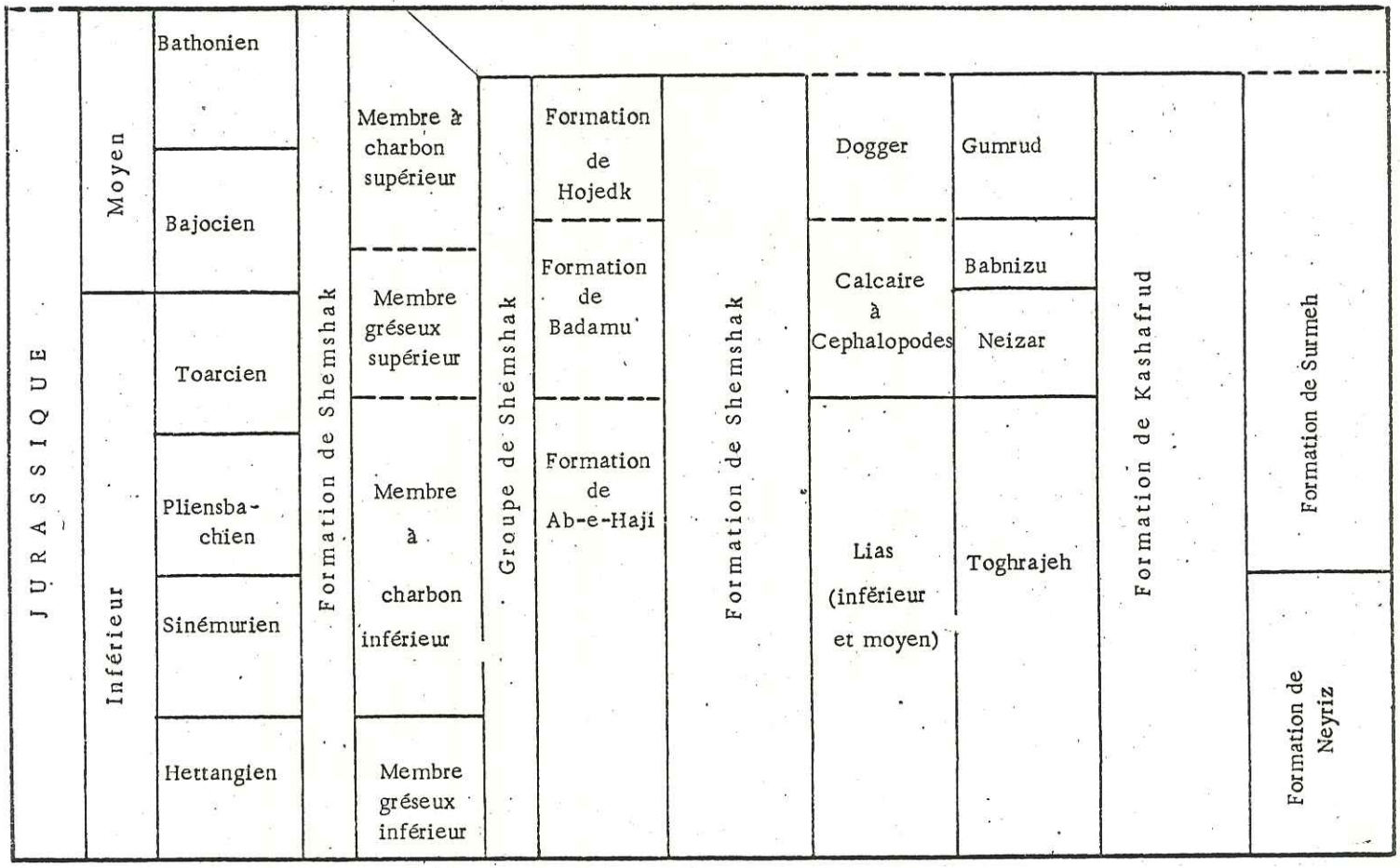
La partie inférieure de cette "suite" de 20 à I40 m d'épaisseur est gréseuse, avec des niveaux de pélites et contient l'horizon charbonneux D". Cette série a fourni des Ammonites, des Pélécyposes et des plantes (Equisetites munsteri, Nilssonia vitaeformis) indiquant un âge Bajocien-Bathonien inférieur. C'est l'équivalent de la partie inférieure de la série de Hajdek.

La partie supérieure de la "Suite de Gumrud" est faite de I30 à I 300 m de grès, où l'apparition du genre Coniopteris et la disparition de Clathropteris indiquent le Bathonien (Poliensky).

I. 4. - Considérations générales sur le "Groupe de Shemshak"

Comme nous l'avons dit, A. Assereto a donné en I966 une stratigraphie détaillée de la "Formation de Shemshak". En partant de ses subdivisions, on constate que la "Série de Shemshak" décrite par Stöcklin et al., dans la région de Shotori Range correspondrait uniquement à la moitié inférieure du Stratotype, la moitié supérieure serait l'équivalent des calcaires de Badamu et d'une partie, au moins, de la formation de Baghamshah. Assereto a donc proposé d'étendre le terme de Shemshak, non seulement au Lias, au calcaire de Badamu et à la série supérieure à charbon (Hojedk), mais d'y faire également rentrer la formation de Naiband (Trias supérieur) et celle de Baghamshah (Bathonien-Callovien) (lexique stratigraphique).

Tableau n° 6. - Corrélation des différentes formations du Jurassique inférieur et moyen



Cette proposition a été rejetée par Stöcklin et Eftekharnejad en I966. Les arguments de ces auteurs sont les suivants :

- caractère franchement marin de la formation de Naiband, avec une riche faune, qui contraste avec les couches paraliques ou lacustres sus-jacentes ;

- même chose pour le calcaire de Badamu ;

- les marnes de Baghamshah montrent un faciès intermédiaire entre le vrai Shemshak schisteux et les calcaires marins francs, mais ce faciès est déjà très différent de celui de Shemshak.

En réalité, la chaine de Shotori est une région exceptionnelle où, en raison de la confusion des calcaires de Badamu, les séries schisto-gréseuses du Lias et du Dogger inférieur et moyen, sont juxtaposées anormalement et correspondent exactement à la coupe type de Shemshak de l'Alborz.

En fait, comme le montre le schéma de corrélation du tableau 5, les deux lithozones inférieures de la formation de Shemshak d'Assereto peuvent être mises en équivalence avec les séries de Ab-e-Haji de la région de Kalmard, la "partie inférieure de la formation de Shemshak", dans la chaine de Shotori et la "Suite de Toghrajeh" de la région de Kerman (Poliansky).

Bien que la plus grande partie du stratotype de la formation de Badamu soit formée de calcaires, le pourcentage de grès et d'argile est assez remarquable. La formation peut donc se transformer assez rapidement sur de faibles distances en un faciès franchement gréseux. Ses conditions sédimentaires particulières (mer peu profonde) et son âge identique permettent de paralléliser la troisème lithozone d'Assereto (grès supérieurs) à cette formation de Badamu.

Enfin la quatrième lithozone de Shemshak ("Séries charbonneuses supérieures") ne correspond qu'à la formation de Hojedk et, contrairement à ce que pense Assereto, cette lithozone ne peut absolument pas englober la formation de Baghamshah qui est séparée de celle de Hojedk par une discontinuité de sédimentation.

J'ai donc été amené à parler d'un "groupe de Shemshak" légèrement plus restreint, dans sa composition, que celui d'Assereto.

2. - GROUPE DE MAGOU

Il correspond aux dépôts du deuxième cycle sédimentaire du Jurassique, mis en place après les mouvements tectoniques du Bathonien. Ce groupe montre un faciès plus nettement marin que le groupe de Shemshak. Il a duré jusqu'à la fin du Jurassique, où toutefois la mer passe à des bassins évaporitiques. Le prolongement de ce cycle dans le début du Crétacé est possible.

Ce groupe repose sur le précédent par un contact brusque mais concordant. Les dépôts sont des calcaires de nature variable (récifal, en plaquette, etc...), des marnes

et des gypses, si bien qu'on peut y distinguer les termes successifs suivants, de bas en haut :

A) Le Jurassique moyen

1 - Calcaire de Bidou (Bathonien)

2 - Marnes de Baghamshah (Bathonien-Callovien)

B) Le Jurassique supérieur

3 - Calcaire d'Echellon (Oxfordien)

4 - Calcaires à Pectens (Oxfordien -Kimméridgien)

5 - Calcaires de Nar (Kimméridgien-Portlandien)

6 - Gypse de Magou (Portlandien-Berriasien)

Si le début de cette histoire sédimentaire rappelle beaucoup celle de la chaine de Shotori et de la région de Shirgesht, la fin rappelle, au contraire, celle de la région au Nord de Kerman : la zone orientale de la région étudiée, est, en cette fin du Jurassique, l'extrémité septentrionale des bassins à Pectens, puis à gypse qui, par Kerman, se retrouvent jusqu'au Nord du Golfe persique ainsi qu'en Arabie Saoudite.

2.I. - Le Jurassique moyen

2.I.I. - Le calcaire de Bidou

Généralités :

Le régime régressif qui avait marqué la fin du cycle de Shemshak, prend fin au cours du Bathonien et pour la deuxième fois pendant le Jurassique, un régime marin s'installe sur une grande partie du territoire iranien.

La nature du contact des premiers sédiments indique une transgression assez calme. Les dépôts sont concardants, parfois même en continuité de sédimentation. Cependant au Nord de Mashad (Est de l'Elbourz) et dans une partie de l'Est de l'Iran central, la transgression bathonienne est marquée par des conglomérats ou des grès grossiers, en légère discordance.

Dans la chaine de l'Elbourz, les dépôts de cette époque sont bien développés. Ce sont des marnes, plus ou moins schisteuses, et des calcaires marneux à Ammonites correspondant à la formation de Dalichai.

Dans l'Est de l'Iran central, ce sont des calcaires à Ammonites donnant un bon niveau repère.

Cette prédominance des faciès calcaires est à l'origine de la création du terme "calcaire de Bidou", par Huber et al., I954, du nom d'une localité située au Nord de Kerman.

Région de Kalmard

Le Bathonien supérieur n'existe que dans les zones centrale et orientale, et montre des caractères analogues à ceux des dépôts contemporains des autres secteurs de l'Est de l'Iran central, et ceci sur une distance de 300 km, jusqu'au Nord de Kerman.

Dans la région de Kalmard, le calcaire de Bidou se compose d'environ 50 m de calcaire gris foncé formant un niveau-repère entre les grès de la formation de Hojedk et les marnes de Baghamshah.

a. - Dans la zone centrale, il n'apparaît que dans la partie méridionale. Dans la région de Shirgesht, plus au Nord, A. Ruttner a signalé un niveau calcaire à la base de la formation de Baghamshah, non daté du Bathonien, faute de fossiles, mais la comparaison avec les faciès de la région de Kalmard le montre très proche du calcaire de Bidou. L'absence de ce niveau entre ces deux zones d'affleurement s'explique soit par non-dépôt (transgression irrégulière de la mer sur une surface accidentée), soit plutôt par érosion ultérieure.

Au Sud de Kal-e-Shur où il affleure, le calcaire de Bidou est moins épais et plus fracturé que dans la zone orientale. Mais le faciès d'ensemble reste le même, ainsi que les faunes, bien conservées, d'Ammonites et de Lamellibranches.

La détermination des premières, effectuée par K.S. Emamin, indique le Bathonien supérieur, grâce à Delecticeras cf. delectans (Arkell). Aucune coupe stratigraphique détaillée n'a pu être faite de ces affleurements très écrasés et disloqués.

b. - Dans la zone orientale, le calcaire de Bidou est beaucoup plus développé que dans la précédente. Il repose en transgression sur la formation gréseuse de Hojedk sans discordance visible, sauf à l'extrémité N de la zone où il est discordant avec conglomérat de base.

Plus au Nord Est (région de Shirgesth) et à l'Est (Shotori Range), il recouvre en transgression des roches plus anciennes que le Jurassique : Trias moyen sur le versant E du Kuh-e-Bagh-e-Vang, Carbonifère sur le versant W de cette même montagne. Il y a donc une discordance cartographique évidente.

La coupe la plus intéressante et la plus complète, se trouve dans le Nord de la zone, sur le versant E de Kuh-e-Echellon (fig. 35). On y voit de bas en haut :

I - Conglomérat, peu consolidé, gris jaunâtre, à galets très grossiers, bien roulé de IO à 30 cm de diamètre. Ces éléments sont liés par un ciment gréso-calcaire et proviennent essentiellement de calcaires permiens, beaucoup plus secondairement de dolomies du Trias moyen (7 m) ;

2 - Grès calcaires à grain grossier (4 m), qui passent progressivement à des marnes gypsifères (8 m) ;

3 - Calcaire gris foncé, dur, en lits épais, formant relief avec quelques couches pisolitiques. Le sommet est un peu plus marneux, gis clair, et fossilifère (30 m).

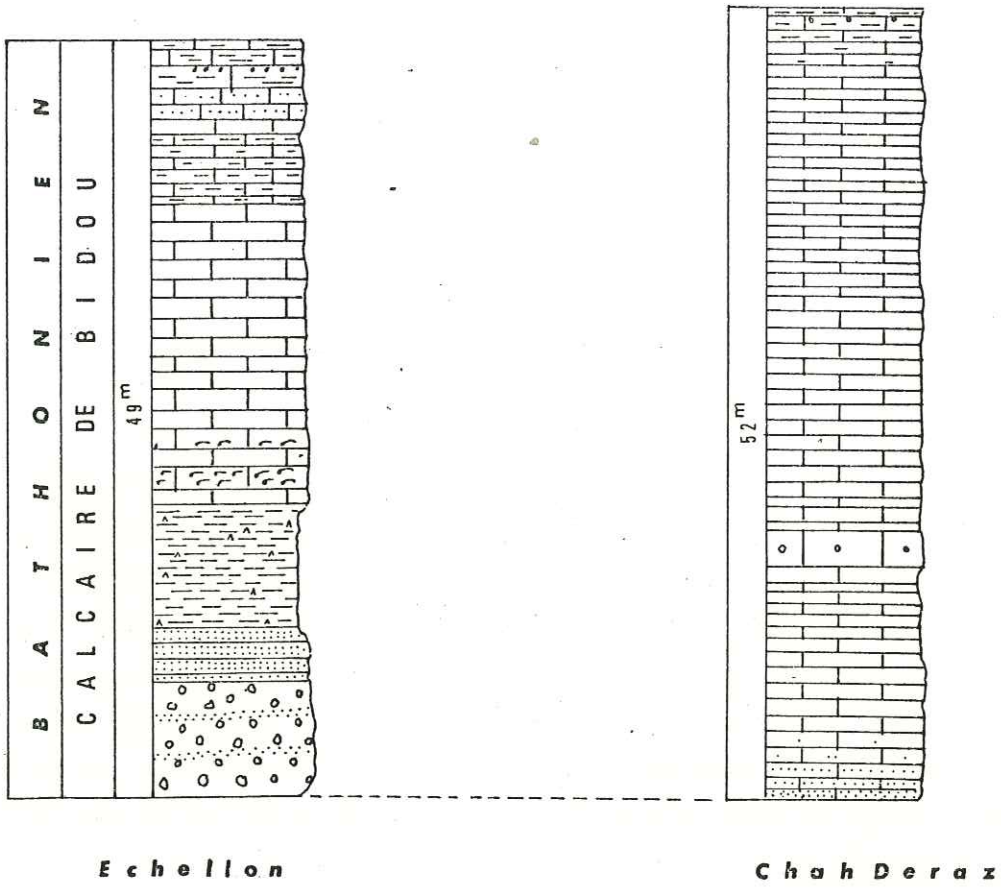


Fig. 35 - Calcaire de Bidou dans la zone orientale

Vers le Sud de la zone orientale, le conglomérat de base et les marnes gypsifères disparaissent, remplacés par un niveau de calcaire fortement gréseux. Il renferme, à sa partie inférieure, des Coraux, Lamellibranches et Térébratules -tandis que les Ammonites n'apparaissent qu'à la partie supérieure.

La base a fourni les Coraux suivants :

Chomatoseris arbulites (ME et H.)

Montliraltio canjophyllata Lamoniaux

Macgeopsis complanata Alloiteau (dét. Mme Beauvais)

K. Emami y a déterminé : Ech. 3I4 :

Rhynchonellidé et Terebratulides

Holcophylloceras sp.

Oxycerites sp.

Paroecotraustes sp.

Hecticoceras (Prohecticoceras) cf. crassum Elmi

Cadomites sp.

Cadomites (Poyplectites) compressus (Grossouvre)

Zigzagiceras (Procerizigzag) sp.

Age : Bathonien moyen

Ech. 3I5 :

Nautilus sp.

Hecticoceras (Prohecticoceras) sp.

Cadomites (Polyplectites) sp.

Siemiradzkia (Siemiradzkia) sp.

Age : Bathonien moyen-supérieur

Les formes suivantes ont été déterminées par M. Enay de l'Université de Lyon :

Cenoceras sp. (voir planche 8)

Oxycerites cf. aspidoides

Choffatia (Grossouvria) sp.

Choffatia (Choffatia) gr. vicenti praecuisor Mangold (voir planche 8)

Rugiferites augulicostatus (Liss) (voir planche 8)

Cadomites (Polyplectites) sp.

Ce spécialiste a donné un âge bathonien supérieur basal à cet ensemble. Il a également mis ce niveau calcaire de Bidou en équivalence avec la "Zone à Retrocostatum" en France.

En plus des macrofossiles, le calcaire de Bidou a fourni des Foraminifères et des Algues étudiés en plaque mince par Parto-Azar.

Nautiloculina oolithica

Agathamina sp.

Charentia sp.

Eggerella sp.

Thaumatoporella parvovesiculifera

Lithocodium cf. japonicum d'âge Jurassique moyen

L'échantillon n° 444, déterminé par Mme Dépêche, a fourni :

Trocholina sp.

Ophthalmidiidés

Miliolidés

Nodosariidés

Epistominidés

et une Algue : Acicularia sp. d'âge bathonien

Au Sud Est de la région étudiée, c'est-à-dire dans la zone structurale de Cheshmeh, le calcaire de Bidou n'a pas le même aspect qu'ailleurs. Il est formé de 3 niveaux de calcaires gris foncé, séparés par des intercalations de marnes schisteuses. Leur faible épaisseur (IO - I5 m par niveau) et l'érosion désertique font qu'ils appa-

raissent comme de petites collines noires à la limite des grès de Hojedk et des marnes de Baghamshah. Ici, en plus des Ammonites, on trouve des Coelentérés isolés, bien conservés et des Lamellibranches.:

L'échantillon n° 370 a fourni les Coelentérés suivants :

Montliveltia truncata de Fromentel (voir planche 7)

Montliveltia caryophyllata Lamoniaux (dét. Mme Beauvais)

ainsi que le Lamellibranche Pholadomya ambigua Sowerby (dét. Mme Termier) (voir planche 8).

Comparaison avec les autres régions d'Iran

Comme nous l'avons dit, le bassin de Kalmard a été, au Bathonien supérieur, en liaison directe avec ceux du Nord de Kerman, de la chaine de Shotori et d'Ozbak-Kuh, car les caractères stratigraphiques sont semblables. Cependant, au N de Kerman le calcaire équivalent à celui de Bidou est compris entre deux ensembles détritiques, le tout formant la "Formation de Bidou" (Huckridé et al., I962) valable seulement dans la région de Kerman ; car vers le Nord les dépôts détritiques inférieurs s'amincissent beaucoup, et les dépôts détritiques supérieurs passent aux marnes de Baghamshah et aux calcaires en plaquettes à Pecten.

Dans la chaine de l'Elbourz, on n'a pas décrit de faciès comparable à celui du calcaire de Bidou, mais les arguments paléontologiques indiquent que la partie inférieure de la formation de Dalichai en est l'équivalent.

Cependant, dans la région de Djam (I), à la limite de la chaine de l'Elbourz et de l'Iran central, M. Alavi a décrit, dans la zone B, un niveau de calcaire gris avec une faune à Berbericeras sp. et Perisphinctes sp. d'âge bathonien. Ce calcaire, longtemps considéré comme un équivalent de la formation de Badamu (Toarcien-Bajocien), est donc en fait l'équivalent de celui de Bidou, ce qui confirme sa position sous la formation de Baghamshah.

2.I.2. - La Formation de Baghamshah

Généralités :

En I965, J. Stöcklin et al. ont décrit sous le nom de "Formation de Baghamshah" une série de sédiments qui affleure dans le Nord de la chaine de Shotori, près du

---

(I) Il faut distinguer la "zone A" de Djam, qui se rattache à l'Elbourz, et où le calcaire de Bidou manque, et la "zone B" de Djam qui se relie à l'Iran central. Ces deux zones sont séparées par un accident, la faille d'Atari (Alavi, I972) qui a donc joué dès l'époque de la sédimentation.

village de Lasht-e-Baghamshah. Epaisse de 500 m, cette formation est faite d'une série homogène de marnes schisteuses, argileuses ou gréseuses, dans lesquelles s'intercalent des lits de grès compacts et de marnes gypsifères. Il s'agit là d'un ensemble facilement reconnaissable dans toute la partie orientale de l'Iran central.

Dans la région de Kalmard, cette formation se développe surtout dans la zone orientale et dans la partie méridionale de la zone centrale. Elle y recouvre directement le calcaire de Bidou, en concordance parfaite, bien que le changement lithologique soit brutal.

A leur sommet, les marnes de Baghamshah se chargent peu à peu en bancs calcaires et passent au calcaire récifal d'Echellon, que l'on peut comparer, comme on le verra plus loin, aux calcaires d'Esfandiar de la chaine de Shotori, et non pas aux calcaires de la formation de Qaleh Dokhtar de la région de Shirgesht qui sont probablement un peu plus jeune.

La coupe la plus complète de la formation de Baghamshah a été relevée à 10 km environ de Bisheh, au Nord de la zone orientale, où ses limites inférieure et supérieure sont nettes.

Cette coupe présente deux ensembles lithologiques différents, une unité marneuse (unité A) et une alternance de marnes et de calcaires (unité B).

Unité A (fig. 36)

Elle donne des reliefs mous, érodés et souvent couverts par des formations superficielles. On y observe de bas en haut :

1 - Marnes jaunâtres, légèrement gypsifères, finement gréseuses (15 m) ;

2 - Marnes schisteuses vert pâle, avec des intercalations de marnes gréseuses et de grès à grains fins, de teinte brunâtre (48 m) ;

3 - Schistes marneux et pélitiques vert clair, un peu gypsifères. Quelques niveaux de grès marneux forment relief (14 m) ;

4 - Schistes gréseux, vert, pourpre et gris, entrecoupés de niveaux sableux jaunes et brunâtres (39 m) ;

5 - Marnes homogènes tendres, façonnées par l'érosion en buttes arrondies (28 m) ;

6 - Marnes pélitiques, alternant avec des calcaires marneux plus durs (41 m) ;

7 - Grès à grain moyen et ciment marneux, assez écrasés, alternant avec de minces lits de schistes micacés verts (3 m) ;

8 - Marnes légèrement argileuses et gréseuses, avec quelques passées de grès fins (16 m) .

La partie inférieure de cette unité est caractérisée par un réseau de filons millimétriques de matériaux carbonatés. D'une part, au Nord du village de Nastanj, des lits, également millimétriques de schistes charbonneux ont été observés à la base de

l'unité A, schistes dans lesquels R. Coquel (laboratoire de Paléontologie végétale de Lille) a déterminé les spores et pollens suivants :

Monosulcites minimus Cooksen

Sphaeripollenites scabratus Couper

Deltoidospora hallii Niner

Cingulatisporites saevus Balme

L'interprétation stratigraphique de cette microflore est difficile. J. Reyre, dans un travail sur le Sahara, a décrit une association analogue dans le Lias (R. Coquel, in litt.) ce qui est manifestement impossible ici. On retrouve donc le décalage, déjà signalé à propos de la formation de Hojedk, entre les résultats palynologiques et les données de terrain.

Dans la coupe décrite ici, l'Unité A est surmontée par l'Unité B à laquelle elle passe progressivement. Par contre, dans la partie méridionale de la région étudiée, et notamment au Sud de la région centrale, la formation de Baghamshah se montre lithologiquement plus confuse : elle se charge en bancs calcaires, surtout à son sommet qui devient très analogue aux calcaires à Pectens que nous décrivons plus loin..

Par contre, la base reste marneuse et facilement reconnaissable.

Unité B

Là où elle est bien reconnaissable, et notamment dans la coupe décrite ci-dessus, elle se compose d'une alternance de marnes vertes et de calcaires en bancs centimétriques à décimétriques pouvant atteindre 50 cm. Dans le détail, on y trouve, de bas en haut :

I - Calcaires marneux, localement crayeux, vert blanchâtre, finement lités à la base (I7 m) ;

2 - Marnes gris verdâtres, avec de minces intercalations de calcaires marneux jaunâtres qui contiennent des Ammonites, des Lamellibranches et des Coelentérés (I7 m) ;

3 - Marnes gris verdâtres, très homogènes, légèrement gréseuses (37 m) ;

4 - Marnes avec de très minces intercalations de calcaires gréseux brunâtres, riches en fossiles écrasés (20 m) ;

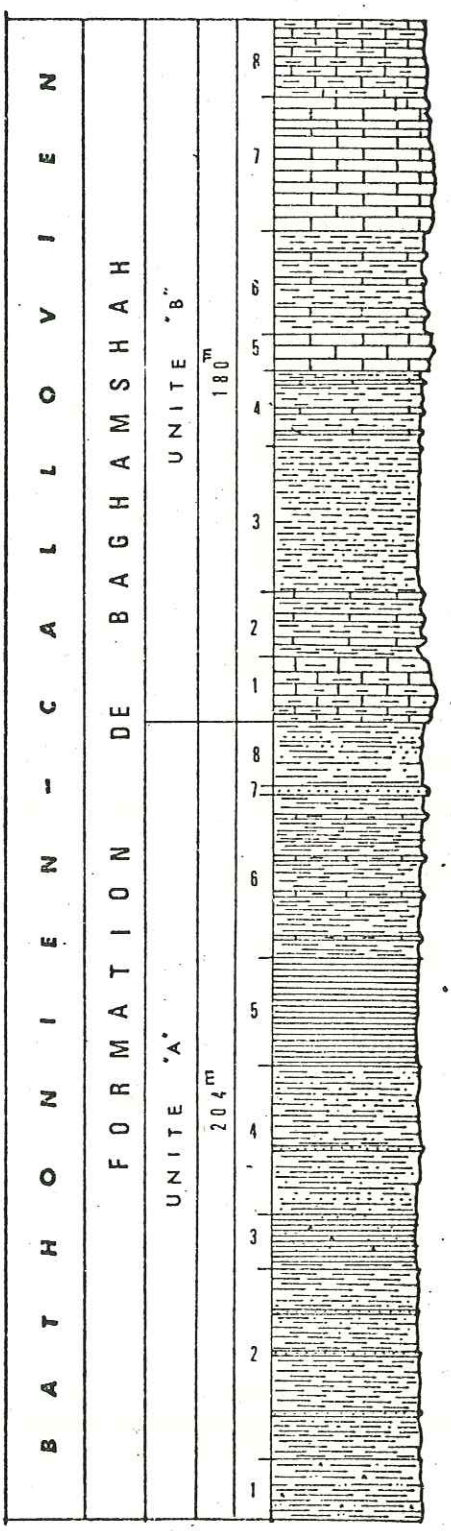
5 - Calcaire lithographique, gris clair, en minces bancs, conservant des Pectens et des Térébratules (9 m) ;

6 - Alternance de marnes et de calcaires gréseux brunâtres avec quelques fossiles indéterminables dans les couches calcaires (26 m) ;

7 - Calcaires grisâtres, bien stratifiés, partiellement oolithiques à pisolitiques, contenant des Pectens et des Coraux (35 m) ;

8 - Calcaires marneux gris vert, durs, à patine pourpre, en bancs réguliers de I5 à 20 cm parcourus de nombreuses veines de calcite (30 m).

Fig. 36 : Formation de Baghamshah dans la zone orientale de Kalmard.



(Echelle : 1/2000)

Fossiles et âge

Dans la région de Kalmard, comme d'ailleurs dans les autres régions de l'Est de l'Iran central, l'unité inférieure marneuse (A) est généralement très pauvre en fossiles, à la différence de l'unité supérieure dont les bancs calcaires renferment une faune abondante de Coelentérés, Oursins, Brachiopodes et Pectens. Dans la région étudiée, un seul fragment d'Ammonite a été trouvé à la base de l'unité A, et déterminé par M. Enay de l'Université de Lyon. Il s'agit de Choffatia sp. indiquant un âge callovien inférieur.

Les calcaires de l'Unité B ont fourni :

Macrocephalites (Karptokyptalites) gr. Kamptus Sour

Dudosphinctes cf. choffati Par-et Bon

du Callovien inférieur également. Parmi les Coraux, Mme Beauvais y a distingué :

Montliveltia ducreti Koby

Dans la chaine de Shotori, l'âge callovien de la formation a été également démontré par :

Holcophylloceras sp.

Lillochia sp.

Kamptophalites sp.

Lolikephalites sp.

Ces formes proviennent des couches de passage aux calcaires d'Esfandiar, c'est-à-dire le sommet de la formation de Baghamshah.

Dans la région de Sirgesht, les Ammonites indiquent au contraire l'Oxfordien terminal - Kimméridgien pour le sommet de la formation. Il s'agit en effet de :

Discosphinctes aff. tiatani Collign

Sowerbyceras cf. Loryi

Phylloceras consanguinum

Il est donc évident que le sommet des marnes de Baghamshah est, à Sirgesht, plus récent que dans la région de Kalmard : le faciès marneux se serait donc prolongé plus longtemps. La base des calcaires de la formation de Qaleh Doktar n'est donc pas l'équivalent latéral du calcaire d'Echellon.

Comparaison avec les autres régions d'Iran

La formation de Baghamshah, toujours assez épaisse (400 à I 500 m) se développe largement dans une grande partie de l'Iran central; la limite Nord d'extension correspond à celle de l'Iran central, c'est-à-dire la région de Djam (M. Alavi, I972). Dans l'Est de l'Iran central, plus précisément la région de Shirgeht, la formation de Baghamshah est également connue, mais le terme de "marnes de Baghamshah" a été employé par Ruttner et al. (I968) pour l'Unité A seulement de la région de Kalmard.

Au Sud de l'Iran central, la formation se développe largement dans la région désertique entre Naiband et Bohabad, où elle atteint I 500 m d'épaisseur (Stocklin, I96I). Au Nord de Kerman, le faciès typique de la formation passe à des faciès détritiques qui se prolongent ensuite vers le Sud.

D'un point de vue chronostratigraphique, la formation de Baghamshah correspond à la formation de Dalichai de la chaine de l'Elbourz, où la coupe type a été relevée par Steiger (I966). Dellenbach y mentionne la présence de :

Reineckeia eusculpta

Ebrayiceras jactatum

auxquels s'ajoute Parkinsonia parkinsoni signalé par Lorenz à l'Est de Nessa. Toutes ces formes vont du Bajocien au Callovien.

Ajoutons, pour terminer, que la formation de Baghamshah ressemble beaucoup à celle de Chaman Bid, du Kopet Dagh, datée du Bathonien-Oxfordien.

2.2. - Le Jurassique supérieur

Généralités :

Les dépôts correspondants de la région de Kalmard ont des caractères tout à fait particuliers qui diffèrent de ceux des types stratigraphiques contemporains des régions encadrantes. Leurs analogies sont avec les formations situées au Sud, ce qui indique l'existence d'un bassin sédimentaire unique qui s'étendrait du Nord de Kerman jusqu'à Kalmard.

Le faciès dominant est celui de calcaire plaquetés à Pectens, accompagnés de gypse, alors que dans la chaine de Shotori et la région de Shirgeht, on trouve à la même époque des calcaires récifaux -et dans la région de Posht-e-Badam des séries gréseuses.

Les variations verticales de la lithologie permettent de distinguer quatre lithozones, de bas en haut :

I - Le calcaire d'Echellon : 200 m de calcaires massifs formant un niveau repère entre les marnes sous-jacentes et les calcaires à Pectens sus-jacents.

2 - Le calcaire à Pectens : I 400 m de calcaires lités à Pectens. Ce sont des dépôts de mer peu profonde à leur partie inférieure, passant vers le haut à des faciès évaporitiques.

3 - Le calcaire de Nar (60 à 90 m) : deux niveaux de calcaires micritiques.

4 - Les gypses de Magou : 500 m de gypses qui marquent la limite Jurassique-Crétacé.

2.2.I. - Calcaire d'Echellon

Ce sont des calcaires récifaux qui forment les points culminant de la partie N de la zone orientale. Leur position stratigraphique et leur faciès en font l'équivalent du calcaire d'Esfandiar de la chaine de Shotori : la coupe-type de la formation d'Esfandiar y a été prise à 70 km environ à l'Est de la région de Kalmard. Elle montre près de 700 m de calcaire récifal, dur, formant falaise, attribué au Jurassique, peut-être même en partie au Crétacé inférieur selon Stöcklin, I972.

Dans la région de Kalmard, les conditions récifales ont cessé plus tôt, car les calcaires plaquetés à Pectens qui surmontent les calcaires d'Echellon, n'ont plus rien de récifal.

Malheureusement les données paléontologiques sont assez pauvres sur l'âge exact du passage entre les calcaires d'Echellon et les calcaires à Pectens. Il serait parfaitement possible de considérer que les calcaires d'Esfandiar ont pu représenter les récifs frangeants ou marginaux du bassin Jurassique supérieur de Kalmard-Kerman.

Le calcaire d'Echellon succède en concordance et en continuité stratigraphique aux marnes de Baghamshah. Ils offrent une épaisseur de 200 m environ et un faciès monotone. La coupe-type peut en être prise au pied du Kuh-e-Echellon, à 9 km au NE du caravansérail de Robat-e-Gur.

Sa partie inférieure (I5 m) est essentiellement formée de calcaires gréseux, bien lités, en bancs de 0,I à I m, gris clair, à grain fin. Au-dessus se développe le calcaire récifal proprement dit, également gris beige, de type grainstone avec pellet, pseudo-oolites et Algues. Au sommet il admet des intercalations de calcaires marneux bien lités.

Le calcaire d'Echellon ne se présente que dans la zone orientale de Kalmard, et en particulier dans sa partie septentrionale où il forme des falaises élevées. A partir de Robat-e-Gur, et vers le Sud, le faciès récifal est latéralement remplacé par un calcaire noirâtre formant toujours relief, puis disparait sous le calcaire plaqueté à Pectens.

Dans les affleurements recoupés par la rivière de Kal-e-Zard, c'est-à-dire au Sud du sillon bordier de la zone orientale, ce calcaire noirâtre, un peu gréseux à sa base (sur environ I5 m) couvre des surfaces considéralbles. Au pied de Kuh-e-Nar, à la limite méridionale du territoire étudié, le calcaire d'Echellon manque, et la base des calcaires plaquetés à Pectens (faite de 4 m de grès calcaire brun crème avec traces de coquilles) repose directement sur la formation de Baghamshah. Il y a dû y avoir alors une courte émersion qui a interrompu la continuité des dépôts.

Age de la formation

Ce calcaire a fourni, au Kuh-e-Echellon, des Ammonites, souvent indéterminables, mais parmi lesquelles figurent :

Euaspidoceras sp.

Peltoceras sp.

du Callovien supérieur à Oxfordien inférieur.

Les Coraux déterminés de ce niveau par Mme Beauvais présentent les formes suivantes sans précision d'âge :

Montliveltia gillieroni

Montliveltia articulata

Mme Termier a déterminé les Lamellibranches suivants :

Malleidé indét.

Lopha sp.

Chlamys gr. tipperi Cox

2.2.2. - Le calcaire à Pectens

Au Nord de Kerman, Huckride et al. (1962) ont découvert un faciès particulier du Jurassique supérieur qu'ils ont appelé "Pectinidenkalk-gips Faziès". Cette formation se développe largement dans la région située à l'Est de Ravar jusqu'à Bohabad (au Sud de Kalmard), où elle atteint plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. En 1961, J. Stöcklin y a trouvé le genre Haurania, caractéristique du Jurassique supérieur.

Dans la région de Kalmard, ces dépôts à Pectens apparaissent au Sud de Kal-e-Shur. Dans la zone orientale ; ils s'y développent jusqu'à la limite N de la feuille Tabas au 250 000 (lat. 34°). Au-delà de cette limite les dépôts contemporains, de faciès un peu différent (grès, schistes, calcaire), sont les calcaires de Qaleh-Dokhtar (A. Ruttner et al.).

La faciès des calcaires à Pectens est généralement caractérisé par une alternance régulière de calcaires de teinte claire, à grain fin, qui se débitent en plaquettes. Le microfaciès est de type mudstone, micritique, pauvre en quartz, sans oolithes ni classement des éléments, ce qui traduit des conditions de dépôt très calmes, confirmées par la monotonie du faciès. On peut y voir les dépôts d'un bassin ou d'une baie peu profonde, voire lagunaire, limitée à l'Est par les calcaires récifaux d'Esfandiar de la chaine de Shotori et à l'Ouest par le socle précambrien émergé de Posht-e-Badam.

La coupe de Qoleh-Nar (fig. 37), à la limité méridionale de la zone orientale de Kalmard, donne une bonne succession de ces "Calcaires à Pectens". Epaisse de 1 400 m, elle montre, de bas en haut :

1 - Grès calcaire, écrasé, à débris de coquilles indéterminables (4 m) ;

2 - Calcaires gréseux et de marnes sableuses, également riches en coquilles indéterminables (25 m) ;

3 - Marnes calcaires, gris verdâtre, alternant régulièrement avec des calcaires marneux de même faciès, mais plus durs (25 m) ;

4 - Calcaires légèrement marneux, vert clair, avec des intercalations d'un calcaire rosâtre, en bancs de I m (34 m) ;

5 - Calcaire à grain fin, gris à gris brun, en bancs minces (3 cm), à faune très pauvre (24 m) ;

6 - Marnes gris verdâtre, tendres, avec des niveaux de marnes plus calcareuses, finement litées (7 m) ;

7 - Calcaires marneux à grain fin, en bancs de 2 à 5 cm.

Vers le haut, un niveau de marnes tendres (Im) s'intercale au sein des calcaires marneux et contient des coquilles écrasées de Pectens (88 m).

8 - Calcaire grisâtre, alternant avec des marnes et des calcaires marneux; des calcaires plus compacts prédominent vers le haut (I20 m) ;

9 - Calcaires coquilliers, gris clair, finement lités, alternant avec des bancs tendres (5I m) ;

I0 - Calcaire fin, gris, à patine brune, alternant avec des calcaires plus durs (30 m) ;

II - Calcaires marneux, gris brunâtre, riches en Pectens (32 m) ;

I2 - Calcaire coquillier fin, gris verdâtre, dur (I8 m) ;

I3 - Calcaire gris, bien lité, en bancs de 5 cm, interstratifié avec des calcaires légèrement gréseux lumachelliques (30 m) ;

I4 - Calcaires fins alternant avec des marnes calcaréo-gréseuses (2I m) ;

I5 - Calcaires bien lités, alternativement gris et bruns. Les niveaux brunâtres, un peu gréseux, sont riches en coquilles d'huîtres (2I m);

I6 - Calcaires marneux brunâtres, à cassure grise, en petits bancs de 5 à 8 cm (2I m) ;

I7 - Calcaires alternativment gris et bruns (60 m) ;

I8 - Calcaires gris, parfois marneux, en bancs de 5 à I0 m, riches en Pecten, bien conservés (I26 m) ;

I9 - Calcaires gris, à grain fin, bien lités, alternant avec des calcaires marneux. La partie inférieure est riche en Pectens, la partie supérieure contient des cristaux de gypse (73 m) ;

20 - 55 m de gypse massif, facilement reconnaissable par sa couleur blanche au sein des calcaires. Ce gypse n'existe qu'ici, au pied du Kuh-e-Dowshakh et à l'Est du Chah-e-Ali-Asghar. D'autres coupes montrent une nette diminution d'épaisseur de ce gypse du Sud vers le Nord, jusqu'à sa disparition totale au Sud de Kuh-e Zard.

2I - 275 m de bancs marno-calcaires alternant avec des calcaires bien lités qui prédominent vers le haut.

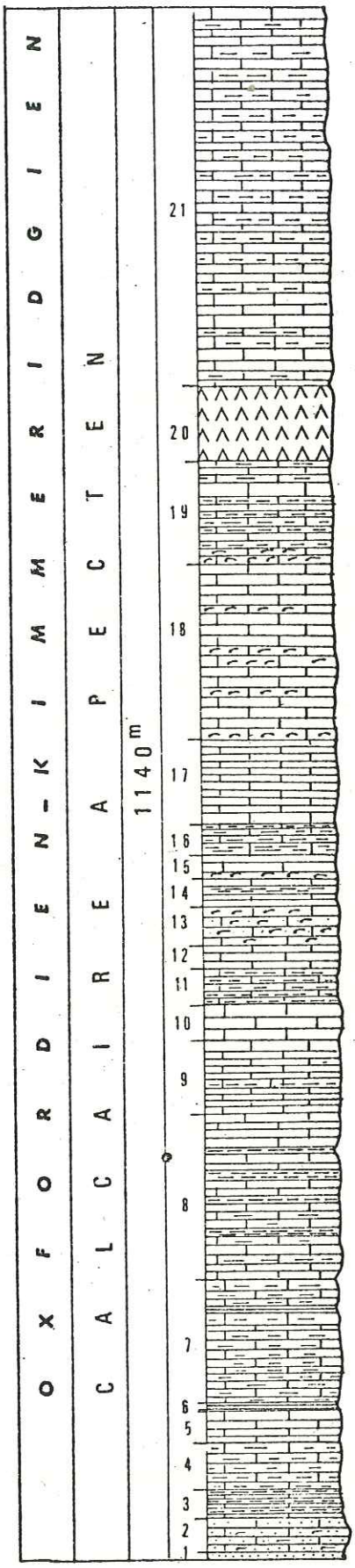


Fig. 37 : Coupe lithologique du calcaire à Pectens.
Echelle : 1/5 000

Dans l'ensemble, la moitié inférieure de cette coupe a une patine claire, la moitié supérieur une patine brunâtre.

Contacts inférieur et supérieur

a) Inférieur

Dans la partie N de la zone orientale, les calcaires à Pectens reposent en concordance parfaite sur le calcaire récifal d'Echellon, tandis qu'ailleurs, ainsi que dans le Sud de la zone centrale de Kalmard, le contact est souligné par un niveau intermédiaire de calcaire gréseux qui le sépare des marnes de la formation de Baghamshah ou d'une série épaisse d'une dizaine de mètre, faite d'une alternance de marnes et de calcaires, et qui apparait comme une zone de passage entre les deux formations.

Dans la vallée de Bagh-e-Lotfali, à l'extrémité S de la zone orientale, le calcaire à Pectens est limité à sa base par un horizon de grès à grain grossier et ciment calcaire. Ceci joint à l'absence du calcaire d'Echellon (et à l'existence à la surface de ce dernier, quand il existe, d'un "hard-ground") indique une interruption de sédimentation.

b) Supérieur

La limite supérieure est toujours marquée également par une nette coupure lithologique, au-dessus de laquelle se développe en concordance le calcaire micritique de Nar. Cependant, dans la partie S de la région étudiée, où des conditions de type lagunaire ont dominé, dans la région à l'E de Kal-e-Ali-Ashgar, c'est-à-dire dans le sillon bordier de la zone orientale, un niveau de gypse, d'épaisseur variable, apparait au sommet du calcaire à Pectens, formant le deuxième niveau de gypse du Jurassique supérieur. Vers le Nord et le Sud, ce niveau diminue de puissance et finit par disparaitre de sorte qu'il n'apparait plus, ni au Nord de Kal-e-Magou, ni dans la vallée de Bagh-e-Lof Ali à la limite méridionale.

Age et fossiles

Actuellement les données paléontologiques sont insuffisantes pour donner un âge exact à cet ensemble.

L'étude des lames minces est décevante. La microfaune est pauvre. Elle a cependant fourni :

Salpingellina sp.

Tintinopsella sp.

Stenosemellopsis cf. hispanica (dét. Merhrnush)

qui indiquent le sommet du Jurassique.

Les macrofossiles, notamment les Lamellibranches, et surtout les Pectens, sont plus abondants.

La détermination détaillée de Mme D. Petitbois a donné :

Chlamys articulatus = Chl. natheimensis (Loriol) âge Jurassique supérieur

Pholadomya cf. echinata âge (in Loriol)-Virgulien

Pholadomya (Bucardiomya) murchisoni

Pholadomya (Burcardiomya) carinata

Cette dernière espèce existe dans le Jurassique supérieur de l'Harar et de l'Afghanistan.

Rappelons que les Ammonites trouvées dans le calcaires d'Echellon sous-jacent, sont attribuées à l'Oxfordien inférieur. Inversement le calcaire micritique sus-jacent a fourni le Foraminifère Alveosepta d'âge kimméridgien. Donc les calcaires à Pectens se situeraient dans l'intervalle Oxfordien-Kimméridgien.

Dans la région de Kerman, Huckride et al. (I962) ont cité :

Chlamys (Radulopecten) tipperi Cox.

Camptonectes sp.

Anisocardia sp.

Ostrea sp.

Pholadomya sp.

Myopholas sp.

Toutes ces formes sont connues dans le Jurassique supérieur.

Comparaisons avec les autres régions d'Iran

Par sa position stratigraphique, plus que par ses faciès, la série des calcaires à Pectens peut être considérée comme l'équivalent de la formation de Qaleh-Dokhtar de la région de Shirgesht. Si on la compare avec la chaine de Shotori où les calcaires du Jurassique supérieur sont surtout récifaux (calcaire d'Esfandiar), le faciès Calcaire à Pectens de la région de Kalmard, avec son gypse, offre un caractère plus lagunaire. Nous avons évoqué un bassin ou une baie plus ou moins fermée et limitée par la barrière récifale à l'Est.

Il est difficile de savoir si ce bassin ou cette baie se prolongeait vers le Sud jusqu'au Nord de Kerman. La description de Huckride et al. est insuffisante à ce point de vue, d'autant plus que le Calcaire à Pectens y présente des variations de faciès assez nettes traduisant une paléogéographie variée. Au Sud de Kerman, le Calcaire à Pectens disparait, car il passe à un faciès détritique rougeâtre surmontant la formation de Bidou.

2.2.3. - Calcaire de Nar

Dans la région de Kalmard, le Calcaire à Pectens est surmontée par le niveau du Calcaire de Nar au faciès caractéristique(I)Ce calcaire tire son nom d'un haut sommet (I 900 m) qui émerge de la série presque tabulaire de la zone orientale de Kalmard, à la limite méridionale du secteur étudié.

Il est beaucoup plus massif que la formation sous-jacente et peut être utilisé comme repère lithologique pour interpréter les paysages de la région. Son épaisseur est relativement constante, et de l'ordre de 60 à 90 m.

La coupe relevée au Kuh-e-Qoleh Nar, au Sud de la région étudiée, montre qu'il est fait de deux niveaux de calcaires micritiques, de type mudstone, massifs, de teinte clair, séparés par un niveau intermédiaire de calcaire marneux en plaquettes de coloration gris verdâtre. Nous allons étudier successivement ces trois lithozones (fig. 38).

(I) - Et qui a, du point de vue économique, un intérêt tout particulier car, plus au Sud, c'est une roche réservoir pour le pétrole du Golfe persique.

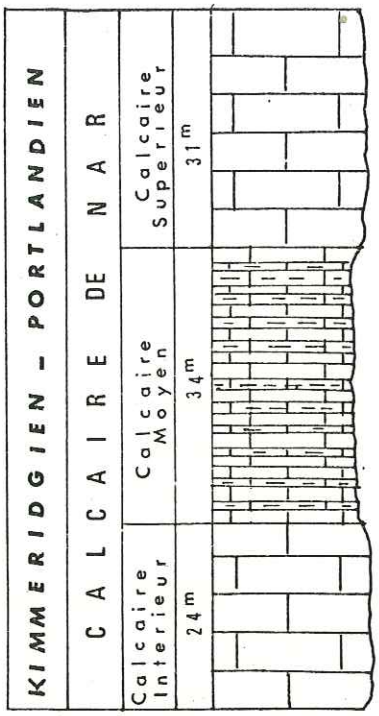


Fig. 38 - Colonne stratigraphique du calcaire de Nar

I - Calcaire inférieur

Il comprend 24 mètres de calcaire à grain fin, finement recristallisé. Néanmoins, on peut, parfois, reconnaître sa texture originelle de mudstone, à Ostracodes et filaments. Ce calcaire est en général irrégulièrement lité, en bancs de l'ordre du mètre ou plus, d'aspect massif. Sa limite inférieure est toujours nette sur l'ensemble du territoire étudié. Exceptionnellement cette limite est marquée par un niveau de gypse à l'Est de Chah-e-Ali Asghar (voir planche 5).

Aucun macrofossile n'y a été trouvé. La microfaune déterminée par Parto Asar a fourni au Sud de Kal-e-Magou (éch. n° 292) :

Calpionella cf. alpina

Calpionella sp.

Pseudocyclamina, qui indiquent le sommet du Jurassique sans autre précision.

L'échantillon n° 483, prélevé dans la région de Darya, a fourni :

Textularia sp.

Salpingoporella annulata

Valvulinidés

Miliolidés

qui confirment le sommet du Jurassique sans que l'on puisse, pour l'instant, être plus précis pour l'âge de ces calcaires.

2 - Calcaire marneux moyen

Il est fait de 36 m de calcaire gris verdâtre, en bancs minces, de I à 5 cm, alternant avec les marnes finement litées. Le tout rappelle le faciès des calcaires à Pectens. Ce niveau existe partout sauf dans la chaine située immédiatement au SW de la plaine de Tabas, c'est-à-dire dans le sillon bordier de la zone orientale où il est progressibment remplacé par des lentilles de gypse massif.

3 - Calcaire supérieur

Il comprend 3I m de calcaires analogues à ceux du niveau inférieur. Les macrofossiles manquent également. La microfaune indique toujours un âge jurassique supérieur.

Echantillon n° 484 (W de Darya) :

Alveosepta (jaccardi ?)(forme kimméridgienne)

Foureina solaevensis

Thaumatoporella parvovesiculifera

Echantillon n° 376 (Tal-e-Zard) :

Valvulinella jurassica ?

Le contact avec la lithozone 2 est concordant mais le changement de faciès brutal. Le sommet du calcaire est marqué par une nette discontinuité lithologique : au Nord de la zone orientale, ainsi que le long du bassin de Tabas, le sommet de ce calcaire est bréchifié et recouvert par des dépôts rouges (marnes et conglomérats), tandis que dans le reste de la zone orientale, il est surmonté par les masses de gypse du Jurassique terminal.

La faible épaisseur de ces trois lithozones du calcaire de Nar n'a pas permis de les distinguer sur la carte géologique à l'échelle du 250 000, sauf au SW du bassin de Tabas où la deuxième lithozone est remplacée par du gypse que l'on a tenté de représenter.

L'accumulation de tous ces dépôts à grain très fin pouvant contenir localement du gypse (en cristaux ou en niveaux plus épais permet de concevoir un bassin calme sub-lagunaire, analogue à celui des calcaires à Pectens, dont il est peut-être la suite.

Comparaison avec les autres régions d'Iran

Dans la chaine de Shotori, l'équivalent du calcaire de Nar est à rechercher dans la partie supérieure des calcaires d'Esfandiar, et peut ainsi être suivie jusqu'au Nord de Kerman.

Bien que la distance soit considérable, on est tenté de corréler ces dépôts sub-lagunaires du Jurassique supérieur de Kalmard, avec ceux du centre de l'Arabie Saoudite : là, la partie supérieure du Jurassique supérieur, ou formation d'Arab, renferme quatre cycles sédimentaires (A-B-C-D) dont chacun débute par des dépôts de mer peu profonde et se termine par de l'anhydrite pure. L'âge de cette formation serait portlandien (Barbier, I948).

En considérant que les calcaires de Nar ne contiennent, dans la région de Kalmard, que les premiers niveaux de gypse du Jurassique terminal, on peut en conclure qu'ils correspondraient aux membres A ou A + B de la formation d'Arab.

2.2.4. - Gypse de Magou

Les conditions lagunaires atteignent leur maximum à la fin du Jurassique, soulignant nettement la tendance à l'émersion définitive de la région de Kalmard. On assiste alors au dépôt de sédiments rougeâtres gypsifères et d'énormes masses de gypses qui reposent en concordance sur les calcaires de Nar.

Ces dépôts lagunaires ne se trouvent que dans la zone orientale de Kalmard. Ils y sont assez homogènes, mais on peut y distinguer deux groupes d'affleurement :

- ceux de la bordure du bassin de Tabas ;
- ceux de la région du Kuh-e-Nar.

I - Bordure du Bassin de Tabas :

Cette région allongée N-S, forme une gouttière limitant la dépression intramontagneuse de Tabas. La série est caractérisée par l'apparition d'un niveau rouge à la base des marnes gypseuses.

Les dépôts rouges se composent de marnes rouges et de couches détritiques reposant en concordance sur le calcaire de Nar. A leur sommet, ces dépôts rouges se chargent de couches de gypse et l'on passe ainsi progressivement aux masses gypseuses.

La monotonie de ces dépôts, tout au long du bord de la zone orientale, permet d'en donner une bonne description avec une seule coupe, relevée dans la vallée d'Ab-e-Shur Anarakt (fig. 39a).

De bas en haut, on observe :

Série rouge

I - Grès grossiers rougeâtres, faiblement consolidés, à ciment marneux gypsifère. Latéralement ce niveau peut passer à des grès bien lités alternant avec des marnes rouges (I2 m).;

2 - Conglomérats mal consolidés, contenant presque exclusivement des galets de calcaire de Nar, bien classés et roulés, dans un ciment sableux (I7 m) ;

3 - Marnes crayeuses gypsifères, de couleur rouge ou brunâtre, parfois grisâtre, à fins niveaux de gypse. Pas de fossiles (43 m) ;

Série gypseuse

4 - Zone de transition, consistant en une alternance de couches minces de gypse et de marnes rougeâtres gypsifères (I6 m) ;

5 - Gypse très homogène, parfois cristallisé en feuillets (65 m) ;

6 - Gypse, contenant des bancs calcaires qui lui donnent un aspect stratifié (28 m). Ces calcaires sont finement recristallisés et injectés de cristaux de gypse. Ils ont fourni des Ostracodes, parmi lesquels Porto-Azar (G.S.I.) a pu déterminer (éch. 29I) Coxliellina cf. berriasensis de la base de Crétacé. Ainsi les dépôts gypseux du bassin de Kalmar se prolongeraient-ils au début du Crétacé.

2 - La région du Kuh-e-Nar

Cette région est caractérisée par la disparition totale des séries rouges sous-jacentes au gypse de Magou et l'épaississement considérable de celui-ci. La coupe la plus complète se trouve au Sud de la zone orientale, sur le versant S du Qoleh Nar (fig. 39b), où l'on peut distinguer, de bas en haut :

I - Gypse contenant 4 niveaux calcaires de 2 à 8 m d'épaisseur. Ces calcaires sont recristallisés, partiellement dolomitiques, gris clair, finement lités (I70 m) ;

2 - Alternance régulière et rythmique de gypse et de marnes sableuses et gypseuses, brun chocolat ou grises (54 m) ;

3 - Calcaire lithographique à grain très fin, à texture pseudo-oolithique en lame mince (8 m) ;

4 - Marne gypsifère, de couleur vive, pourpre ou brune (3 m) ;

5 - Marne rouge, en partie couverte d'éboulis (42 m) ;

6 - Marnes alternativement rouges ou vertes (38 m) ;

7 - Marnes rouges, légèrement salifères, alternant avec des niveaux de gypse verdâtre, de 5 à 20 m (32 m) ;

8 - Gypse homogène massif (24 m) ;

9 - Gypse avec de très minces intercalations de calcaire gris clair (I6 m) ;

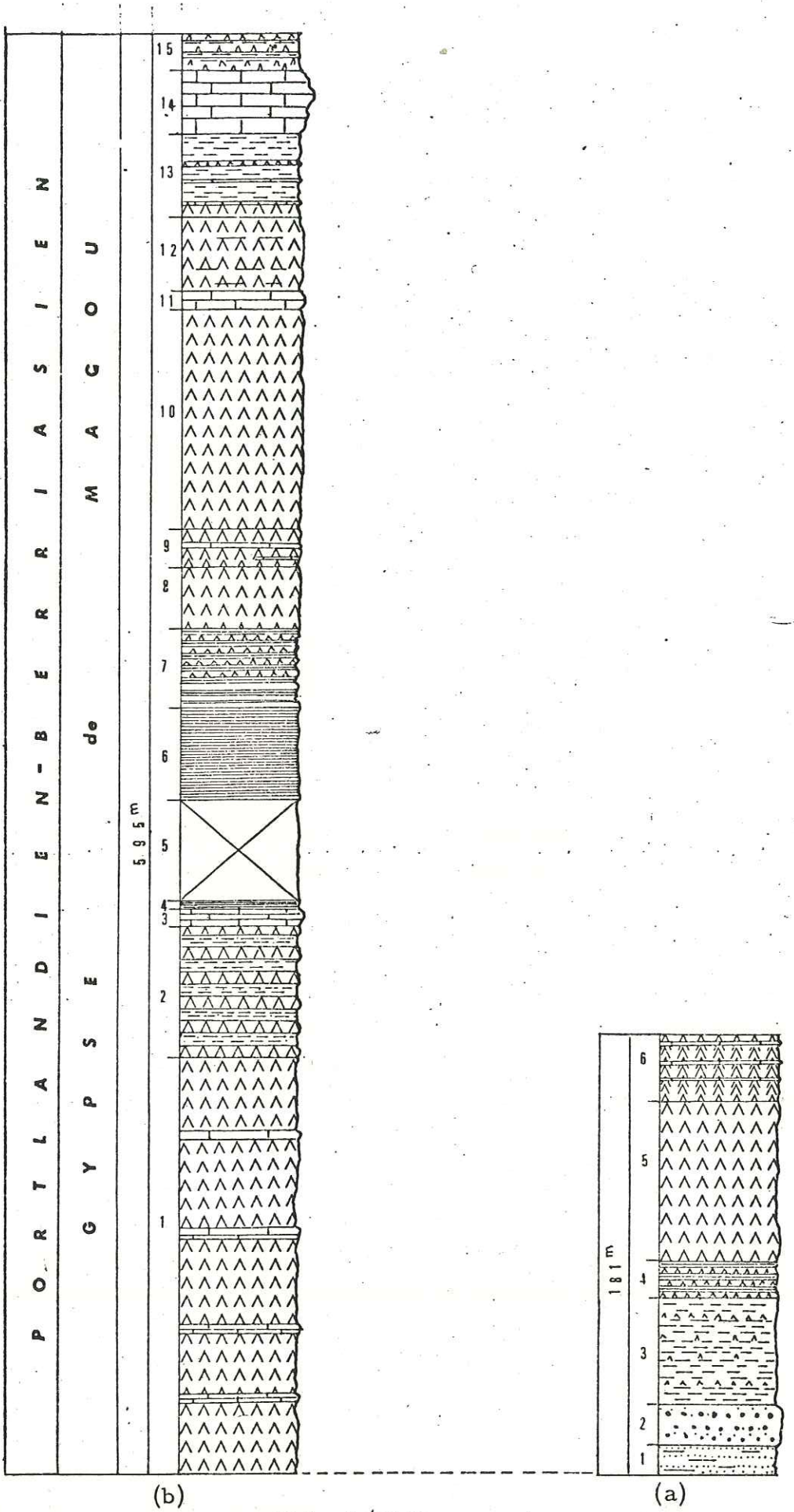
IO - Gypse (9I m) ;

II - 8 m de calcaire gris, en bancs minces, moyennement durs. L'échantillon 393 a fourni (détermination de Porto-Azar) :

Agathamina sp.

Sigmoilina sp.

Fig. 39 : Colonnes stratigraphiques des différentes coupes de "Gypse de Magan".



Ech. 1/2500

Ammobaculina sp.

Cladocropsis

Thaumatoporella parvo vesiculifera

Chara sp.

C'est-à-dire un ensemble d'âge jurassique supérieur (Portlandien)

I2 - Gypse verdâtre, avec des intercalations minces (IO-20 cm) de marnes vertes (30 m) ;

I3 - Marnes alternant avec quelques barres de gypse et de minces passées de calcaire à grain fin, à texture pseudo-oolithique (38 m) ;

I4 - Calcaire lithographique, dolomitique, recristallisé, blanchâtre, à patine grise, en bancs de 25 à 35 cm, formant un relief facilement repérable dans la topographie (27 m) ;

L'éch. 395, pris à I5 m au-dessus de la base a fourni :

Agathamina sp.

Sigmoilina sp.

Textularia sp.

Cladocropsis

Thaumatoporella parvovesiculifera

et des Bryozoaires

c'est-à-dire un ensemble d'âge portlandien.

L'éch. 396, pris au sommet de la série, a fourni :

Carjerikia sp.

Cylindroporella sp.

Miliolidés et Algues

qui indiquent un âge jurassique supérieur - crétacé inférieur.

I5 - I5 m de gypse et de marnes gypsifères. Ce niveau, le plus récent de la série étudiée, se trouve à l'extrême limite méridionale de la région de Kalmard (lat. 33°) ;

Donc, à la différence de la chaine bordière du bassin de Tabas, cette coupe du Kuh-e-Nar montre les masses de gypse principales à la base, et les niveaux marneux au sommet. Ces niveaux marneux sont associés à des calcaires qui ont fourni des Foraminifères, mais certains lits calcaires montrent des oolithes assymétriques qui évoquent un milieu laguno-lacustre fortement dessalé.

Comparaison avec les autres régions d'Iran

Ces conditions lagunaires du sommet du Jurassique indiquant la régression de la mer, ne sont pas limitées à la région de Kalmard. Des exemples analogues sont connus ailleurs en Iran, surtout là où la phase d'érosion éocrétacée a été faible ou nulle.

On en connaît par exemple, dans la chaine de l'Elbourz, où pourtant une érosion intense a sévi à la limite jurassique-crétacé. C'est ainsi qu'Alenbach et Steiger (I966) ont décrit à l'Ouest du Damavand, une série du Jurassique supérieur débutant par 40 m environ de marnes litées et colorées, avec des lits de calcaires, de gypses et de diabase, au-dessus desquels vient une marne gypseuse de I OO m de puissance.

Dans le Koppet Dagh qui représente pourtant une zone subsidente analogue à celle du Zagros, Afshar Harb (I969) signale, à la limite du Jurassique et du Crétacé, une série détritique rougeâtre de grès et de marnes (formation de Shurijeh) qui pourrait être l'écho de cette régression du Jurassique terminal, dans un bassin où pourtant la sédimentation a persisté du Jurassique au Crétacé.

En Iran central, les séries détritiques et évaporitiques du Jurassique terminal se suivent du Nord d'Ozbak-Kuh au Sud de Ravar. Dans la région de Shirgesht, une série de grès, conglomérats et marnes rouges a été signalée sous le nom de formation de Garehdu (Ruttner et al., I968), à la fin du Jurassique supérieur. A partir de la limite N de la région de Kalmard (34° lat.), le gypse du Jurassique terminal apparaît et se prolonge, le long du bord W du bloc de Tabas jusqu'au Sud de Ravar. De l'W de Nayband jusqu'au N de Kerman, ces gypses sont connus depuis longtemps. Stöcklin (I96I), par exemple, les a signalés à l'E de Ravar où ils sont remplacés par du sel. Celui-ci a donné naissance à six dômes alignés suivant un faille de direction N-S.

Enfin, on peut comparer les dépôts évaporitiques du bassin de Kalmard-Ravar, avec les séries lagunaires de la formation de Hith (anhydrite Hith) du centre de l'Arabie Saoudite, et le gypse de Gotnia en Irak, (lexique stratigraphique fascicule IO a) dont les caractères lithologiques et stratigraphiques sont analogues.

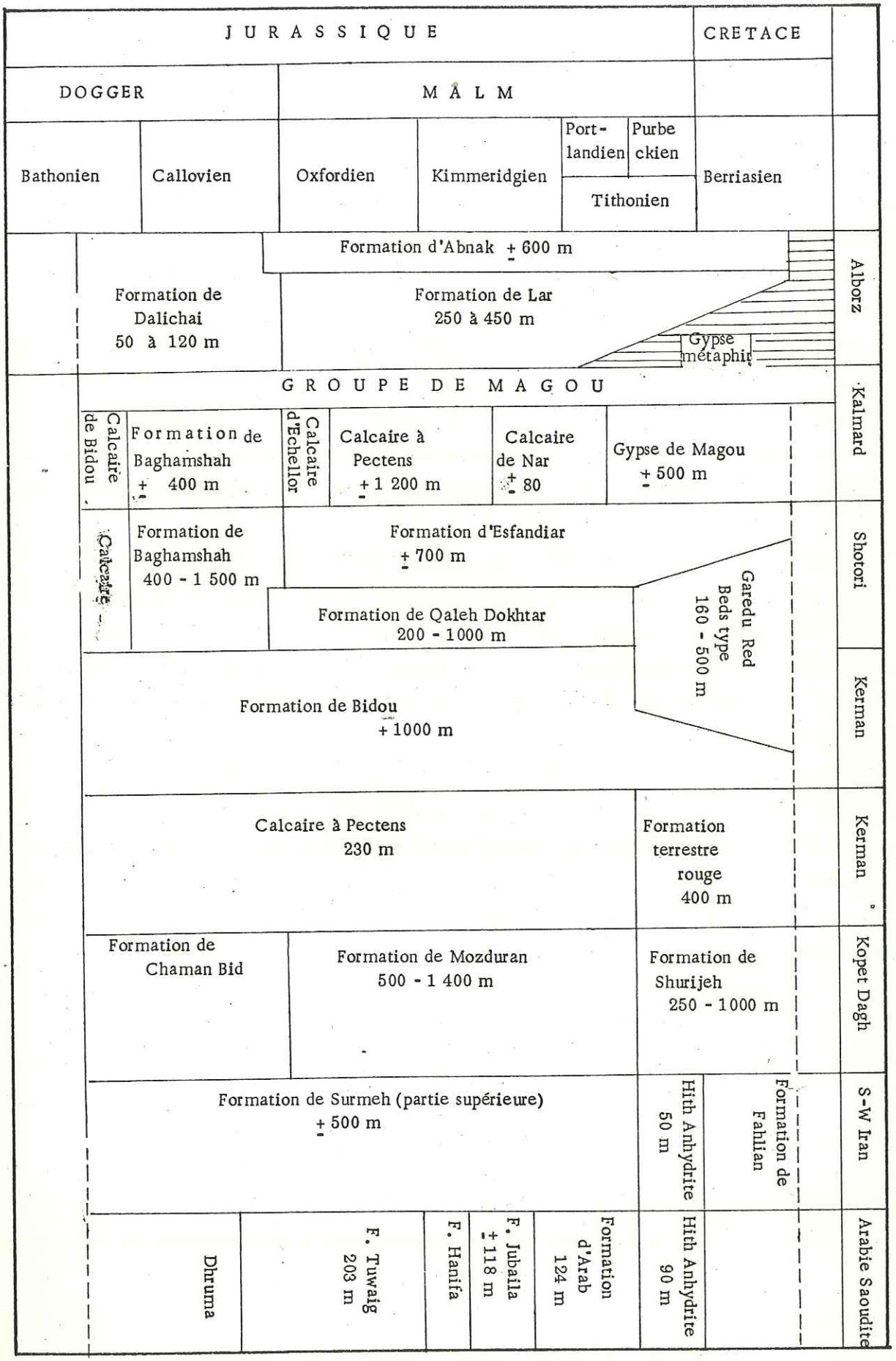


Tableau n° 7 - Corrélation des différentes formations du Jurassique moyen et supérieur

c. - LE CRETACE

A la fin du Jurassique ou au début du Crétacé, se produit une phase de plissements que l'on peut considérer comme un écho de la grande phase névadienne. Elle a provoqué l'émersion de tout le territoire étudié ici ainsi que d'une grande partie de l'Iran, pendant tout ou partie du Crétacé. La transgression de celui-ci s'est faite de façon irrégulière suivant les conditions locales.

Dans la région de Shirgesht, à quelques kilomètres au N de la limite de cette étude, Ruttner et al. (I968) ont attribué au Crétacé, sans preuves paléontologiques, un calcaire gris foncé. Dans la chaine de Shotori, à l'E de Kalmard, le Crétacé est représenté par des marnes, des grès et des calcaires gréseux, à Orbitolines et Lamellibranches, de l'Albien-Cénomanien, qui sont conservés au coeur de quelques synclinaux.

L'angle SW de la feuille Tabas au 250 000 comporte une petite portion de la zone de Posht-e-Badam où des dépôts crétacés sont conservés, en discordance angulaire sur tous les dépôts antérieurs. Leur âge est également albo-cénomanien (cf. Haghipour, I974).

Par contre, dans la région de Kalmard, les dépôts crétacés manquent complétement. Il faudrait aller au S du territoire étudié, dans le prolongement de la zone orientale de Kalmard, pour trouver des dépôts crétacés. Ceux-ci ont été observés par J. Stöcklin (I960). Ils reposent en transgression et discordance sur le faisceau des plis N-S de cette zone orientale. Leur âge serait maëstrichtien et leur faciès calcaire (J. Stöcklin, comm. or.).

Les plis N-S qu'ils transgressent ont donc été édifiés au cours du Crétacé sans que l'on puisse être plus précis. L'existence de dépôts albo-cénomaniens déjà discordants sur leur substratum à Posht-e-Badam permet de se demander si l'on ne pourrait pas réduire l'intervalle possible pour ces plissements. Mais rien ne prouve que l'on puisse généraliser les conditions tectoniques d'une zone structurale à la zone voisine, d'autant plus que d'après J. Stocklin (comm. or.) il y aurait peut-être du Crétacé inférieur pris dans les plis NS de la zone orientale de Kalmard.

Il faut donc attendre l'exploration de ces régions qui font suite vers le S, au secteur que j'ai étudié, avant de formuler une conclusion sur l'âge exact de ces mouvements crétacés.

E. - TERTIAIRE

a. - PALEOCENE-EOCENE

La région que j'ai cartographiée ne comporte aucun dépôt de cet âge. Néanmoins, la feuille Tabas au 250 000 qui illustre ce mémoire, en comprend à ses extrémités NE et SW, de petits affleurements, dont je ne donnerai qu'une très brève description, empruntée à la littérature (Stöcklin et al., I965, Ruttner et al., I968, Haghipour, I974).

Il s'agit d'affleurement du "conglomérat de Kerman". Ce terme a été introduit par Huckride et al. (I962) dans la région de Kerman. C'est une formation conglomératique qui tronque les assises du Crétacé supérieur. Sa teinte générale va du rougeâtre pâle au jaunâtre ; les galets sont d'origine diverse, dans un ciment sableux mal consolidé. L'âge paléocène et éocène est seulement présumé.

Sur la feuile de Tabas, ce conglomérat affleure :

I) à la limite septentrionale de la carte, à 1'W de Kal-e-Gaz où il repose en discordance sur les dépôts rouges du Jurassique. Au-dessus de lui, vient une couche de quelques mètres de tuf dacitique attribués à l'Eocène.

2) dans la région de Posht-e-Badam, il repose en discordance sur des formations quelconques, et ses relations avec les formations crétacées ne sont pas connues.

b. - NEOGENE

On attribue au Néogène des marnes rougeâtres et des conglomérats qui garnissent des dépressions intramontagneuses.

a) Les marnes rouges

Toujours plus ou moins gypsifères ou salifères, en général sableuses, elles sont associées à des grès peu consolidés, des conglomérats, des bancs de gypse pur. Elles n'ont fourni aucun fossile et leur attribution au Néogène n'est basée que sur leur ressemblance avec la "Formation rouge supérieure" des autres régions de l'Iran central.

A la limite E de la région étudiée, à 1'E de Khosroabad, les dépôts rouges du Néogène reposent en discordance, avec conglomérat de base, soit sur les dacites du Paléogène, soit directement sur le Lias. Ils sont faiblement plissés en anticlinaux dissymétriques, l'axe des plis NW-SE étant décalé vers le centre du bassin de Tabas.

A la limite N, à 1'W de Kal-e-Gaz, les tufs dacitiques éocènes sont recouverts par une couche de gypse contenant des intercalations de grès et de marnes à galets, que 1'on peut attribuer au Néogène. De telles formations sont également connues

à 1'E de Tabas. Dans le bassin de Tabas, quelques affleurements attribués au Néogène émergent des formations récentes. Ce sont des marnes gypsifères presque horizontales.

b) Les conglomérats

Les dépôts marneux rouges que nous venons de décrire, sont surmontés ou remplacés latéralement par des conglomérats peu consolidés, faits de galets d'origine et de taille diverses dans un ciment sableux. Des discordances locales peuvent être observées entre ces conglomérats et les séries marneuses rouges associées.

F. - LE QUATERNAIRE

a. - REGIONS MONTAGNEUSES

Dans les parties montagneuses, les formations quaternaires les plus habituelles sont des éboulis et de grands cônes d'épandage alluviaux édifiés par des ruissellements torrentiels à des époques plus humides. On ne peut préciser s'il y a eu plusieurs périodes d'épandage ni leur âge. On observe cependant assez nettement deux systèmes de cônes emboîtés qui convergent vers le bas et finissent par se confondre.

Dans les vallées, on peut signaler quelques terrasses alluviales. Elles sont peu développées. Leur matériel souvent cimenté de façon irrégulière, permet le creusement naturel de cavités qui ont pu ensuite être agrandies artificiellement par des bergers pour y abriter leurs troupeaux (voir planche 6).

b. - PLAINES DESERTIQUES

On peut y observer :

- des dépôts de lagune salée temporaire (plaine de Tabas, extrémité S du Grand Kavir ,
- des champs de dunes (extrémité S et SE du Grand Kavir). Il s'agit de dunes (voir planche 6) isolées (barkhanes) ou de véritables "ergs" dans lesquels les dunes se fusionnent en dessinant des crêtes longitudinales contrôlées par le vent dominant. Leur déplacement découvre parfois des dunes anciennes.

Chapitre III

GEOLOGIE ECONOMIQUE

A. - RESSOURCES MINERALES

a. - BAUXITE

Quelques niveaux se rencontrent dans le Permien, à la base du Trias inférieur et à la base du Lias.

I) Dans le Permien, le premier niveau se trouve à la limite supérieure de la première phase transgressive du Permien (membre A). Ce sont des schistes à pisolites, formant une couche pratiquement continue de quelques mètres d'épaisseur. On la connaît dans l'anticlinal d'Halvan et son correspondant dans la zone orientale. Cet horizon ravine la surface des calcaires à Fusulines du Permien inférieur et est recouvert par les calcaires à Brachiopodes du Permien supérieur. Il traduit une période d'émersion stratigraphiquement bien délimitée, et résulte de la latéritisation probable des argiles de décalcification du calcaire qui est en effet fortement karstifié sous le niveau de bauxite. L'analyse d'un échantillon provenant de l'anticlinal de Halvan, a donné :

AI_2O_3 : 35,72 %

$Si\ O_2$: 28,29

$Fe_2\ O_3$: I3,07

$Ti\ O_2$: I,94

K_2O : I,88

Na_2O : 0,63

Le deuxième niveau, aussi constant, est à la base du Permien terminal. Dans l'anticlinal de Rahdar-Gachal et celui de Kalmard, il forme un niveau-repère rougeâtre à la base des dolomies du Permien, mais manque dans le N de la zone centrale. Son étroite association avec des couches bien stratifiées de calcaires ou d'argiles permet de supposer qu'il a une origine sédimentaire. Il peut provenir de poussières éoliennes alumineuses, arrachées au massif cristallin de Posht-e-Badam qui était alors émergé. L'analyse d'un échantillon pris à l'E de Kalmard, donne :

AI_2O_3 : 35,85 %

$Si\ O_2$: 42,88

Fe_2O_3 : 4,20

$Ti\ O_2$: 3,45

$K_2\ O$: I,I3

$Na_2\ O$: 5,89

Le troisième niveau n'est fait que de lentilles dispersées entre les dolomies et les calcaires djulfiens. Dans la vallée d'Abdolahu, une de ces lentilles est particulièrement nette, compacte, de teinte noirâtre avec une patine noirâtre.

2) A la base du Trias inférieur

Ce niveau bauxitique est le plus important de la région de Kalmard. Comme le deuxième niveau du Permien, il ferme un banc continu associé à des lits argileux et gréseux à la base de la formation de Sorkh Shales.

Au Sud de Cheshmeh, ce niveau comporte une lentille de kaolinite qui a été étudiée en détail par M. Samimi (G.S.I.). L'accumulation de kaolinite apparaît sur plus de 6 km, avec une puissance variable. L'épaisseur approximative va de I à 5 m. Là où l'épaisseur est minimale, le pourcentage d'oxyde de fer est élevé, et réciproquement. La kaolinite est apparemment homogène.

L'analyse chimique a donné :

AI_2O_3 : 38,38 %

$Si\ O_2$: 39,27

Fe_2O_3 : I, --

$Ti\ O_2$: 2,23

L.O.I. : I3,25

3) Base du Lias

Dans la zone centrale de Kalmard, la base des séries liasiques comporte des lentilles discontinues de bauxite, associée à des quartzites hématisées. Ces lentilles

ont une puissance moyenne de 8 m sur une longueur de 20 à 40 m. Au N de Chah-e-Ali Akbar, ces lentilles ont une texture pisolitique, avec des pourcentages remarquables d'oxyde de fer (74,75 %), mais le long de l'anticlinal de Rahdar-Gachal, l'alumine augmente. L'analyse d'un échantillon pris sur le flanc renversé de l'anticlinal de Gachal, a donné :

Al_2O_3 : 46,39 %

SiO_2 : 22,94

TiO_2 : 6,79

CaO : 2,I3

K_2O : I,95

L.O.I. : I3,74

b. - LE CHARBON

Comme dans les autres régions d'Iran, les assises schisto-gréseuses du Jurassique de Kalmard, comportent des traces de charbon, sans intérêt économique. Elles se trouvent dans les séries d'Ab-e-Haji (Lias) et de Hojedk (Jurassique moyen). Elles sont exceptionnelles dans les marnes de la formation de Baghamshah (Bathonien-Callovien).

Dans le Lias, le charbon forme de minces plaquettes de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur, intercalées entre des feuillets schisteux. Au S du village de Jafaru, ce charbon a fait l'objet de petites exploitations artisanales.

Dans le Jurassique moyen, les charbons se trouvent à la partie inférieure de la formation de Hojedk. Quelques lentilles exceptionnellement épaisses peuvent donner l'illusion d'un niveau économiquement intéressant, ce qui n'est pas le cas.

Sous le plan renversé de la faille de Kalmard, à l'E du caravansérail de Kalmard, les amas charbonneux de cette formation de Hojedk ont été exploités à ciel ouvert, dans des conditions artisanales assez défavorables. La tectonique, compliquée dans le détail, ne permet pas d'évaluer le volume exploitable.

Ces lentilles réapparaissent le long de Kal-e-Shur, dans le Sud de la zone centrale, mais de façon discontinue.

c. - LE PLOMB

Quelques indices ont été signalés dans le Précambrien de Kalmard, et jadis exploités. Les plus importants se trouvent à l'Est de Darin, dans le flanc W de l'an-

ticlinal de Kalmard. Il s'agit de galène associée à de la barytine, dans les dolomies massives du Carbonifère inférieur. Ce gisement a été récemment réexploité par une compagnie privée, mais les travaux ont été abandonnés en raison d'une teneur insuffisante.

Quelques indices ont été également signalés dans les dolomies du Trias moyen, à l'Est du village de Halvan.

B. - MATERIAUX DE CONSTRUCTION

Des travertins et du gypse seraient exploitables, mais les difficultés de transport (par la route) ne rendent pas l'affaire rentable.

Les travertins se trouvent sur le flanc N de l'anticlinal E-W de Cheshmeh-Rostam, au SE du domaine étudié. Ils continuent toujours à se déposer au griffon de sources minéralisées chaudes qui sortent le long de la faille de Rostam.

Le gypse se trouve dans le Carbonifère inférieur, au coeur de l'anticlinal déversé de Gachal -et surtout dans le Jurassique supérieur, comme en Arabie Saoudite. Ce parallèlisme permet de se demander si certaines zones de notre région ne pourraient pas renfermer du gaz ou du pétrole, même en l'absence de tout indice. Nous pensons en particulier à la zone comprise entre Kalmard et Bohabad.

C. - ESSAI DE CORRELATION ENTRE L'HYDROGEOLOGIE ET LA GEOLOGIE

Nous avons prélevé les eaux de seize sources principales situées autour de l'anticlinal de Kalmard dans la zone centrale et dans la zone orientale afin d'essayer de relier leur propriété physicochimiques avec les conditions géologiques qui déterminent leur existence tant du point du vue du bassin versant que celui du point d'émergence.

Les débits de ces sources ne dépassent jamais 5 litres/secondes et il arrive fréquemment que certaines sources tarissent totalement.

Les températures des eaux de ces sources ne présentent pas des caractères particuliers, sauf pour les deux sources n° 6 (Righàdad) et n° 7 (Cheshmeh Rostam), qui ont une température voisine de 50° centigrade et qui sont des sources thermales. Ce caractère thermal souligne l'importance de la fracture (Faille de Rostam) de direction Est-Ouest, sur laquelle elles se situent. Ces sources ont déposé au voisinage

de leur émergence, des travertins. Ces deux sources sont en effet très riches en carbonates et bicarbonates de calcium et magnésium. Leur PH est voisin de 9.

Il est très vraisemblable que l'on se trouve là en présence d'une grande fracture de socle le long de laquelle les eaux thermales se minéralisent par lessivage des assises du Trias supérieur.

Ces eaux correspondent à un premier groupe dont la relation ionique est $Cl > CO_3 > SO_4$ avec $SO_4 / CO_3 H < I$

Un deuxième groupe d'eau présente un rapport $SO_4/CO_3 H < 5$. Il comprend les sources n° 9 (Chah-e-Ali Najm) et n° I6 (Chahbar) qui sont issues des formations du socle précambrien.

Un troisième groupe comprend les sources n° I, IO, I5, I2, I3, I4, qui ont un rapport $Ca/Mg < 2,5$. Ces eaux correspondent à deux familles, l'une pour laquelle $SO_4/CO_3H > 5$.

Ce sont les sources n° I (Châh-e-Maji), IO (Jafaru) et I5 (Robat-e-Khan) qui sont influencées par les niveaux gypseux du carbonifère inférieur, bien qu'elles sortent du Jurassique inférieur. L'autre pour laquelle le rapport $SO_4/CO_3 H$ est sensiblement égal à 3, sont des sources qui proviennent directement du Jurassique inférieur.

Un quatrième groupe correspond aux sources n° 2 (Nastinj) et n° 3 (Kuh-Marghu), dont les rapports sont CA/Mg 2,5 et $SO_4/CO_3 H < 3$ qui proviennent du Jurassique moyen. La source n° 4 (Tigeh Nakhlak) qui sort aussi des assises du Jurassique moyen se rattache à ce groupe mais parait enrichie en sulfates par des apports provenant d'un mélange avec des eaux contenues dans la plaine alluviale de Tabas, ou plus vraisemblablement des masses de gypses du Jurassique terminale très proche.

Un cinquième groupe correspond à des eaux de bassin d'évaporation. Il comprend les sources n° 5 (Darya) et n° II (Galougah-e-Siah-e-Namaki) où la teneur en sel masque les teneurs originelles caractéristiques des formations traversées.

La source n° 8 (Darin) est très sulfatée. Elle provient du lessivage des niveaux gypsifères du carbonifère dont nous avons déjà parlé.

Nous voyons donc que la composition chimique des eaux des sources étudiées traduit assez étroitement la composition géologique et surtout lithologique des terrains qui constituent leur bassin versant. Ces caractères se répercutent sur les qualités alimentaires des eaux et seules les eaux des sources n° 2 (Village de Nastanj), 9 et I6 (Ali-Najm-Chahbar) sont véritablement potables, c'est-à-dire que ce sont surtout les eaux du Jurassique moyen et du Précambrien qui sont utilisables pour l'alimentation.

Les diagrammes de Scheuler-Berkaloff ci-joint, font bien ressortir les caractères des différents groupes que nous avons distingués, et dont la composition détaillée est fournie par le tableau n° 8.

	N°	pH	Ca	Mg	Na + K	Cl	SO_4	CO_3H	Ca/Mg	SO_4/CO_3H	Cl/SO_4
Premier groupe	6	8,28	23,9	11,9	90,5	97,8	13,4	15,8	2	0,8	7,3
	7	8,92	18,9	16,4	111	112	14,4	19,4	1,2	0,74	7,8
Deuxième groupe	9	8,28	5,5	2	14,3	13	7,7	2	2,7	3,8	1,7
	16	8,5	4,8	1,3	11,7	10,5	3,3	2,9	3,7	1,3	2,8
Troisième groupe	1	8,3	2,98	1,5	94,2	72,3	25	2,5	2	10	3
	10	8,51	5,3	3	41,7	31	16	3	1,8	5,3	2
	14	8,55	3,1	2,1	19,7	12,4	8,1	3,5	1,5	2,3	1,5
	12	8,35	3,7	1,7	19,2	11,6	7,8	2,9	2,2	2,7	1,5
	13	8,68	2,4	1,9	30,7	18,5	12,4	3,9	1,3	3,2	1,5
	14	8,55	3,1	2,1	19,7	12,4	8,1	3,5	1,5	2,3	1,5
4e groupe	2	8,64	3,5	3,1	11,6	11,8	4,4	2	1,1	2,2	2,7
	3	8,56	4,1	3,4	51,3	36,9	7,7	4,2	1,2	1,8	4,8
	4	8,44	2,25	1,45	41	22,8	18,2	5,3	1,5	5,5	1,3
5e groupe	5	8,25	49,7	33,6	378	367	91	3,4	1,5	26	4
	11	8,82	56	147	3 505	3 465	181	1,37	0,4	135	187
	8	8,38	18	5	60	32	48,5	26	3,6	18,7	0,7

Tableau n° 8 - Analyse chimique d'eaux de sources

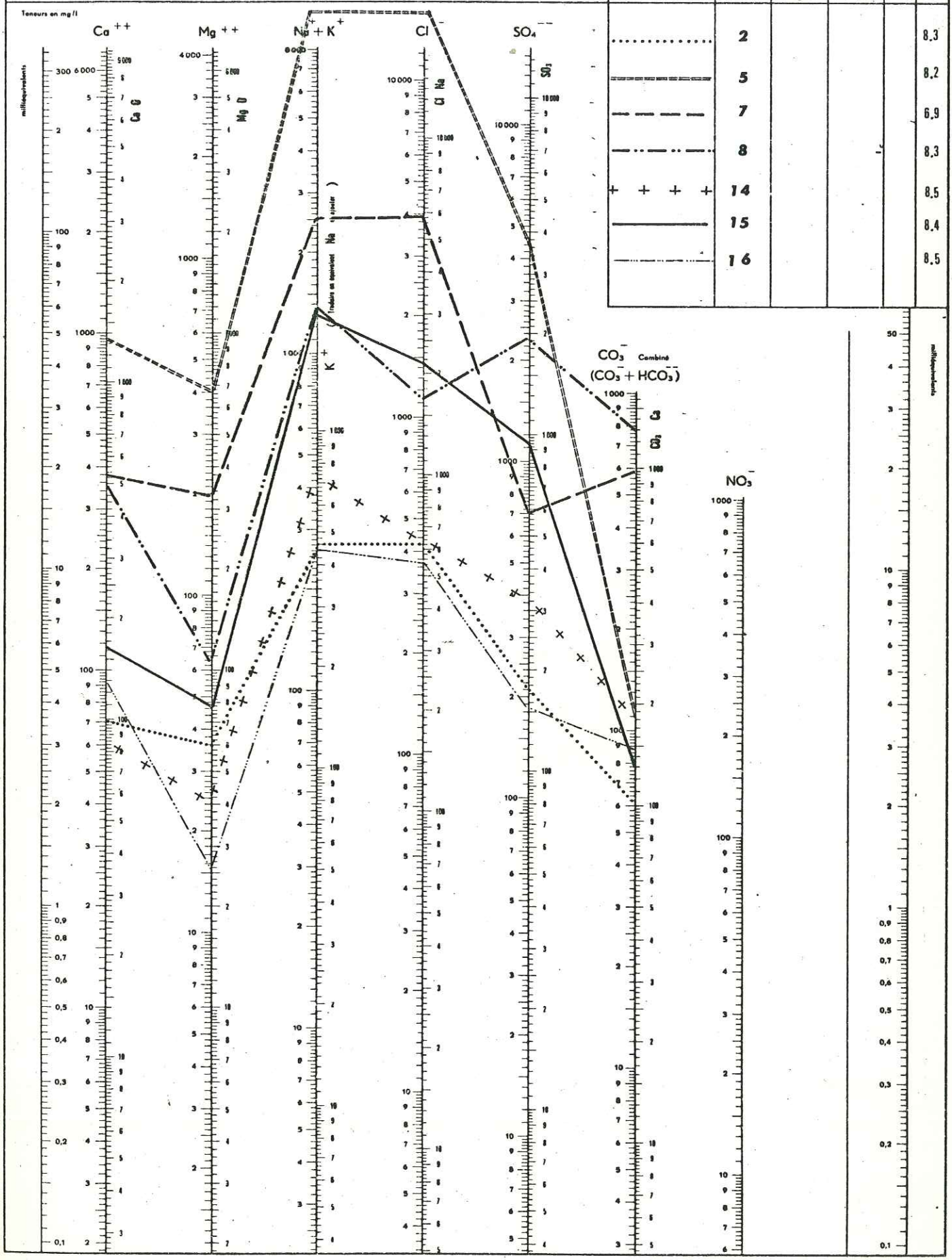
B.R.G.M.
HYDROGEOLOGIE

DIAGRAMME D'ANALYSE D'EAU

d'après H. SCHOELLER et N. BERKALOFF

Teneurs en mg/l

LEGENDE					
Figuré	n°	Rés. sec mg/l	ρ ohms/cm	dp	pH
.....	2				8.3
═══	5				8.2
— — — —	7				6.9
— · — · —	8				8.3
+ + + +	14				8.5
———	15				8.4
— · · —	16				8.5



CHAPITRE IV

GEOLOGIE STRUCTURALE

Géologie Structurale

Nous examinerons successivement :

I - L'évolution structurale, c'est-à-dire la série des mouvements orogéniques et épirogéniques qui ont affecté la région étudiée.

2 - Les zones structurales

3 - La tectonique de détail des failles et plis majeurs

4 - L'interprétation générale de la région dans le cadre de la géologie de l'Iran central.

A. - L'ÉVOLUTION STRUCTURALE

Dans les différents chapitres consacrés à la stratigraphie, on a évoqué les mouvements qui affectent, à différentes époques, le secteur étudié. Nous les reprendrons cependant, de façon synthétiques, de manière à donner un tableau plus complet de la série des déformations qui, depuis, la fin du Précambrien, ont agi sur cette région pour lui donner sa structure actuelle (fig. 4I).

a. - L'OROGENESE ASSYNTIQUE

Elle affecte le matériel précambrien qui affleure dans le noyau de l'anticlinal de Kalmard d'une part, et plus à l'W, dans le petit massif du Kuh-e-Naini, en bordure du grand Kavir et à l'W de Robat-e-Khan.

Le matériel, faiblement métamorphisé (faciès schistes verts) ou même non métamorphique, y est affecté de plis synschisteux (voir planche I), d'orientation moyenne N.I30 à l'W de Kalmard, plus confuse au NW de Robat-e-Khan à cause des déformations ultérieures.

Ces plis sont bien anciens car ils sont recouverts en transgression et discordance par l'Ordovicien, au N et à l'W de Kalmard.

En dehors de ces plis synschisteux, l'orogénèse assyntique a certainement été responsable de la fracturation du matériel précambrien suivant deux failles majeures, les failles de Naini (à l'W de Robat-e-Khan) et de Kalmard (avec son annexe, la faille de Cheshmeeh) à l'E. Ces accidents découpent la région de Kalmard en trois blocs principaux, avec une surélévation apparente plus importante d'Est en Ouest. L'individualisation précoce de ces failles est prouvée par le fait que la répartition et l'épaisseur des sédiments paléozoïques et mésozoïques leur sont directement liées -et qu'elles séparent des matériaux précambriens à métamorphisme assyntique différent. Mais il est également possible que ces failles soient plus anciennes encore que la phase assyntique et qu'elles aient été simplement réactivées par elle.

Cette orogénèse est également accompagnée de phénomènes magmatiques. Il s'agit de manifestations granodioritiques qui jalonnent des ruptures majeures du socle précambrien. On observe en effet, au voisinage de ces dernières, trois petits batholites, d'importance inégale. Les deux premiers se trouvent dans l'anticlinal de Rahdar-Gachal, et s'alignent suivant la faille de Kalmard, NNE-SSW. Peut-être se fusionnent-ils à une certaine profondeur. Le troisième, à la marge orientale de la zone précambrienne occidentale, est le plus grand et le plus intéressant, car il recoupe avec beau-

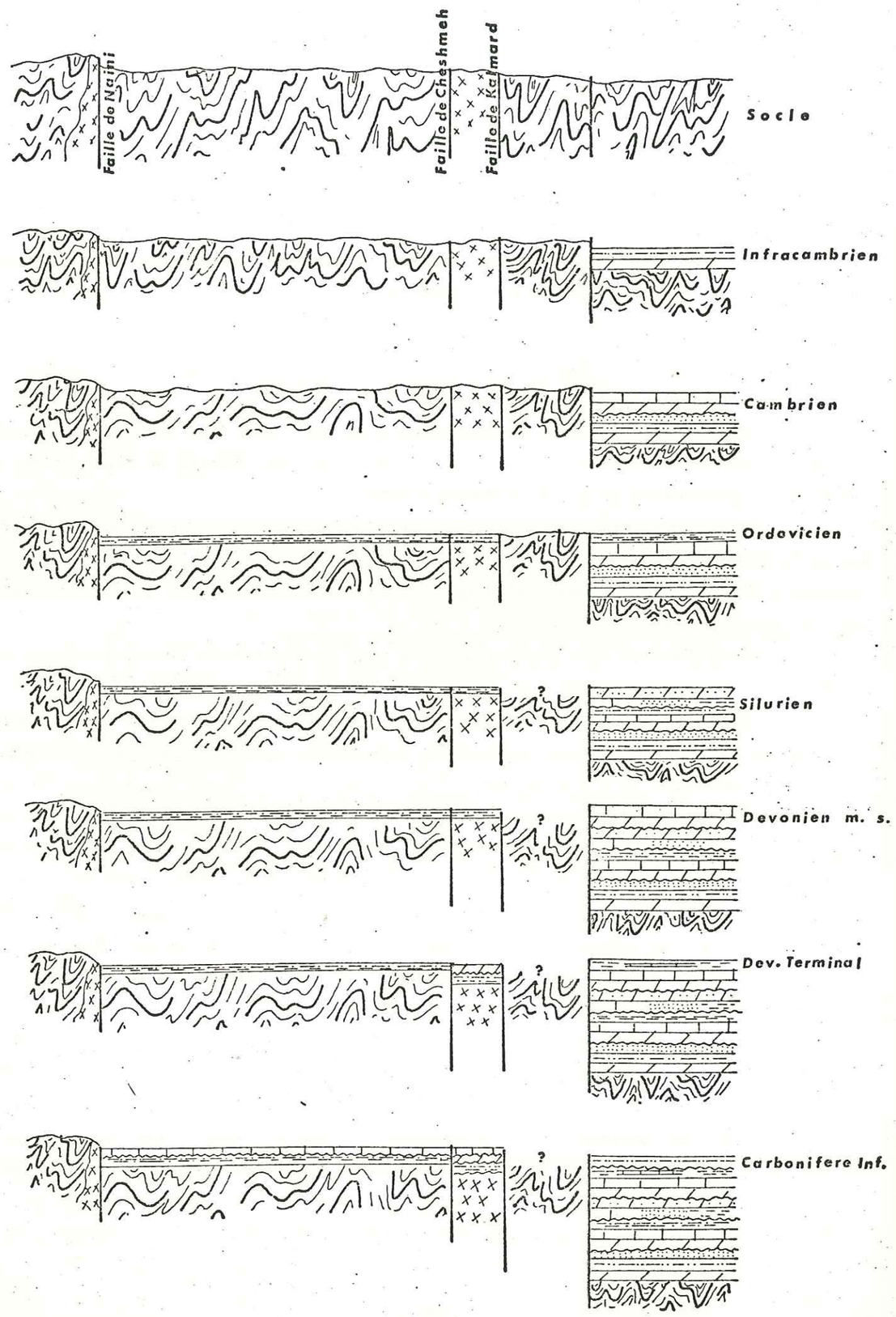


Fig. 41 : Comparaison des unités tectoniques de la région étudiée avec le bassin de Shirgesht.

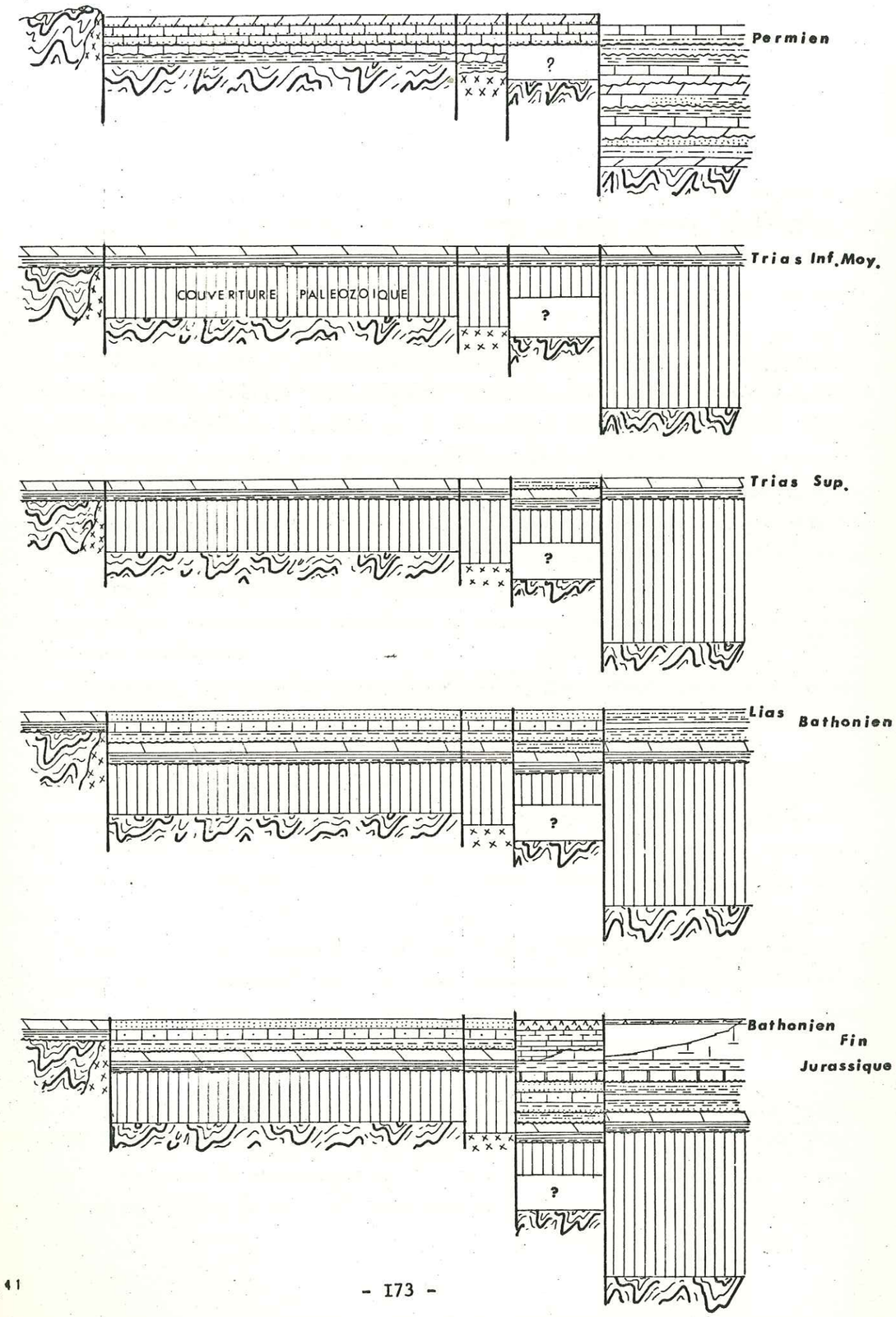


Fig.41

coup de netteté les séries de la formation de Tashk où il développe une belle auréole de contact. Enfin, à la suite des mouvements assyntiques, la zone centrale de Kalmard se soulève le long des failles de Kalmard et de Naini, et s'individualise en un horst qui restera émergé jusqu'à l'Ordovicien (absence de dépôts de l'Infracambrien et du Cambrien).

b. - LES MOUVEMENTS PALEOZOIQUES

La mer envahit la plate-forme assyntique à l'Ordovicien, et ses dépôts sont discordants sur le Précambrien (voir planche I). Mais, pendant tout le Paléozoïque, ces dépôts resteront ceux d'une mer peu profonde, et seront coupés de fréquentes lacunes. Les variations d'épaisseur que l'on observe d'un compartiment à l'autre, s'expliquent par des jeux de bascule de blocs.

Les discontinuités de sédimentation ne s'accompagnent pas de discordances. Dans l'ensemble, ces mouvements verticaux sont plus marqués dans la région de Kalmard que dans celles, voisines, de Shirgesht et de Shotori où les séries sont plus régulières et plus épaisses, au moins pour ce qui est des termes visibles dans ces deux régions. Dans la région de Kalmard, où la coupe va de l'Infracambrien au Permien, tous les sédiments de l'Infracambrien, du Cambrien, de l'Ordovicien supérieur, du Silurien, du Dévonien inférieur et moyen sont absents, si bien que le Dévonien supérieur repose directement mais en concordance sur l'Ordovicien inférieur. Cette discontinuité importante pourrait être grossièrement attribuée au diastrophisme calédonien bien que les preuves absolues manquent.

Par contre, les mouvements survenant pendant le Carbonifère et le Permien, toujours verticaux et lents, sont évidemment de type épirogéniques et réliés à l'orogénèse hercynienne des autres régions du monde.

Les premiers débutent insensiblement au Dévonien supérieur, et se poursuivent au Tournaisien inférieur où ils provoquent une interruption de sédimentation (voir planche 2). Survient ensuite l'oscillation majeure, car elle intéresse non seulement la région de Kalmard, mais tout le territoire iranien : elle provoque en effet partout par émersion, la lacune du Carbonifère supérieur.

La mer permienne transgresse sur une surface d'érosion (voir planche 2) : elle dépose d'abord des grès quartzitiques puis des calcaires à Fusulines. Dès l'Artinskien, des mouvements épirogéniques modifient les conditions de sédimentation qui deviennent littorales, avec une reprise sensible des apports argileux, avec traces de plantes et des niveaux de bauxite pisolitique : puis, à la suite de mouvements épirogéniques, une nouvelle discontinuité apparait.

Dans la zone centrale de la région étudiée, on peut ainsi distinguer avec netteté quatre surfaces de discontinuité. Il n'y a pas de discordance à leur niveau mais seulement absence de dépôt ou érosion ménagée.

En dépit de leur caractère local, elles témoignent de la persistance des mouvements épirogéniques au cours du Permien, en contrecoup de l'orogénèse hercynienne des autres parties du monde.

La dernière de ces petites phases provoque la lacune entre Permien terminal et le Trias, et est suivie d'érosion.

c. - LES MOUVEMENTS MESOZOIQUES

La mer triasique, peu profonde, envahit la plate-forme épipaléozoïque. Dans les zones centrale et orientale de la région de Kalmard, les dépôts du Trias inférieur (schistes rouges et calcaires en plaquettes) reposent en concordance sur les dépôts carbonatés du Permien, bien que le contact soit marqué par un niveau de quartzite hématisé et des lentilles de bauxite. Dans la zone occidentale, le Trias inférieur repose directement sur le Précambrien, avec la discordance post-assyntique (voir planche 3).

I. - Phase éocimmerienne

Le régime calme du Trias inférieur et moyen est interrompu, à la fin du Trias moyen, par des mouvements orogéniques que l'on peut considérer comme l'équivalent de la phase éocimmérienne. Ils sont particulièrement nets dans la zone orientale de Kalmard où les dépôts gréso-schisteux du Trias supérieur reposent avec une nette discordance angulaire sur les dolomies de la formation de Shotori (Trias moyen) et fossilisent ainsi un système de plis d'axe NE-SW.

L'existence d'Ammonites noriennes, à quelques mètres au-dessus de la discordance, indique un âge pré-norien pour cette phase éocimmérienne, au moins dans la région orientale de Kalmard.

L'absence du Trias supérieur dans les autres zones structurales de la région de Kalmard, s'explique par leur émersion, c'est-à-dire le jeu positif de ces compartiments le long des failles majeures, d'origine ancienne, que sont les failles de Kalmard et de Naini. Cette réactivation de failles anciennes provoque même un certain dynamométamorphisme dans la région limite avec la zone occidentale (faille de Naini).

On y observe en effet la recristallisation des calcaires et des dolomies, ainsi que l'apparition d'un clivage schisteux dans les termes argilogréseux du Trias inférieur et moyen. L'âge éocimmérien de ces transformations a été établi par le fait que le Jurassique qui borde cette faille plus au Sud sur la lèvre E, n'est pas modifié.

En plus des mouvements verticaux, se produit un cisaillement dextre du bloc central de Kalmard, le long d'une branche de la faille de Kalmard, la faille de Cheshmeh. Cette conclusion résulte de l'observation du décalage dextre (vers le N) du bassin du Trias moyen épais situé à l'W de Cheshmeh par rapport à celui de Kuh-e-Gachal. Quant à l'âge éocimmérien du cisaillement, il déduit du fait que le Jurassique situé

au S de Robat-e-Khan, n'en montre pas la trace malgré l'abondance des affleurements.

De même est-ce à un cisaillement dextre de la faille de Kalmard que l'on attribue le décalage de l'anticlinal d'Halvan (zone centrale de Kalmard) par rapport à celui de Kuh-e-Qorbun dans la partie NW de la zone orientale de Kalmard.

Rappelons que ces mouvements éocimmériens sont bien connus dans d'autres régions de l'Iran, notamment le long de la zone de chevauchement actuelle du Zagros (Stocklin, I968). Plus près du secteur étudié, signalons que la chaine de Shotori, à l'E de Kalmard, est soulevée à cette époque le long d'une faille majeure, suivant une direction NS. A l'W, dans la région de Posht-e-Badam, les mouvements éocimmériens ont été accompagnés d'un métamorphisme dont le degré va d'une altération légère jusqu'au faciès schistes verts (Haghipour, I974). Ce métamorphisme est le même que celui décrit plus haut dans le Kuh-e-Naini, à l'W de Robat-e-Khan : signalons cependant que d'après Haghipour les mouvements correspondants seraient de la fin du Trias alors qu'ils nous apparaissent comme pré-noriens. En fait le problème n'est pas facile à résoudre car il existe également dans le secteur étudié ici, des traces de mouvements de la limite Trias-Lias. En effet, la comparaison du Trias supérieur de Kalmard avec le stratotype de la formation de Naiban, à quelques centaines de kilomètres au S de ma région d'étude, permet de constater l'absence des termes supérieurs (série de Hauz-e-Khan) de la formation de Naiband dans la sous-zone structurale de Cheshmeh à la limite méridionale du secteur cartographié. Mais la concordance du Lias avec les schistes triasiques sous-jacents, dans l'affleurement de Cheshmeh et Chah-Deraz, montre que ces mouvements ont été seulement épirogéniques.

Le changement considérable d'épaisseur depuis la coupe type de la formation de Naiband (I 000 m) jusqu'à l'affleurement de Poshteh Chah-Deraz (quelques dizaines de mètres) dans la zone orientale de Kalmard, est difficile à utiliser pour une conclusion structurale, car ce changement d'épaisseur, dû soit à une subsidence différente, soit à une érosion importante à la limite Trias-Lias, peut être la conséquence de mouvements aussi bien pré-noriens que post-noriens.

Dans la zone centrale de la région de Kalmard, où le Trias supérieur manque, la limite inférieure du Lias est marquée par une faible discordance et l'existence de minces lentilles de bauxite pisolithique jalonnent une surface d'érosion. Là encore, on ne peut séparer mouvements pré-noriens et post-noriens.

Au cours du Jurassique, vont se produire de nouveaux mouvements épirogéniques ou franchement orogéniques auxquels correspondent les deux phases d'émersion que nous avons décrites dans le chapitre consacré à la stratigraphie, l'une au cours du Bathonien, l'autre à la fin du Jurassique.

2. - Le mouvement intrabathonien est typiquement épirogénique, Après une lacune du Bathonien, le calcaire de Bidou (Bathonien moyen-supérieur) est concordant sur la formation de Hojedk (Bathonien).

Il y a changement lithologique brutal entre les grès quartzitiques en plaquettes de cette dernière formation et les calcaires marins de Bidou.

Cependant, au N de la zone orientale, la base de la série transgressive devient conglomératique et repose sur le terme sous-jacent avec une discordance angulaire de l'ordre de 20°.

Cette oscillation intrabathonienne est également connue dans la majeure partie de l'Est de l'Iran central. Dans la région de Kerman, elle a entraîné l'érosion des sédiments sous-jacents sur une épaisseur considérable, car le conglomérat de base de la formation de Bidou atteint une puissance de I00 à I40 m et repose en nette discordance sur les grès de la formation de Hojedk.

A Shirgesht, elle a de la même façon, amené l'érosion du Lias, si bien que le Bathonien, avec son conglomérat de base repose en discordance soit sur les assises du Trias moyen, soit sur les schistes et les grès du Carbonifère (Ruttner), au Kuh-e-Baghvang.

A Djam (N de l'Iran central) M. Alavi, I972, signale aussi une discordance angulaire à la base du calcaire bathonien. Enfin, au NE de Mashhad, à l'E de l'Alborz on connait une discordance angulaire entre les marnes et les grès de la formation de Dalichai et les schistes de la formation de Shemshak (Aghanabati), mais cette observation a une valeur locale et ne peut être étendue à toute la chaine de l'Elbourz.

2. - Les mouvements de la fin du Jurassique, ou néo-cimmériens sont, au contraire des mouvements intrabathoniens, de type orogénique vrai, car ils s'accompagnent de plissements, de métamorphisme (Posht-e-Badam) et même d'intrusions de granitoïdes (Hamedan, Golpaigan).

Dans la région de Kalmard, il y a seulement plissement selon des axes NS, différents de ceux des plis éocimmériens NE-SW. En même temps, il y a émersion définitive. L'âge exact de cet évènement est difficile à préciser, en raison de l'absence de dépôts crétacés. Ceux-ci n'apparaissent qu'au Sud de la surface cartographiée, et encore sont-ils maëstrichtiens (Stöcklin, comm. or.) (voir planche 3) ce qui laisse une fourchette largement ouverte pour y placer les mouvements "néocimmériens".

4. - Les mouvements alpins (post-jurassique)

Leur existence ne peut être affirmée pour la région de Kalmard faut d'affleurements de terrains récents, mais il est probable qu'ils se sont manifestés, même discrètement, car de part et d'autre, les régions voisines les ont subis. Dans la chaine de Shotori-Shirgesht à l'E et la région de Posht-e-Badam à l'W, l'existence de dépôts néo-

crétacés et tertiaires permet de déceler un certain nombre de phases orogéniques alpines (cf. Stocklin et al., I965, pour la chaine de Shotori ; Haghipour, I974, pour la région de Posht-e-Badam).

On sait ainsi qu'après la phase néocimmérienne, trois phases orogéniques principales peuvent être mises en évidence :

I) La première se traduit par une discordance générale sous le conglomérat de base du Paléocène (conglomérats de Kerman). D'après Haghipour, ces mouvements auraient consisté en un soulèvement accompagné d'un léger plissement ;

2) La deuxième phase, la plus accentuée, a été accompagnée du chevauchement du Mésozoïque sur le Paléocène, la phase chevauchante étant ensuite scellée par les conglomérats néogènes. Cela laisse l'Eocène et l'Oligocène pour situer les mouvements correspondants. Ces mouvements auraient également comporté, dans la région de Posht-e-Badam, le jeu des principales failles N-S et des grands décrochements.

3) Après le Néogène (ou au cours du Néogène), ces grands accidents cassants rejouent, décalant les chevauchements évoqués au paragraphe précédent. De légers plissements affectent également les dépôts marneux gypsifères du Néogène.

EXPLICATION DE LA FIGURE 42

Schéma de situation des différentes zone et sous-zone de la région de Kalmard

I. - Zone occidentale

2. - Zone centrale

A - Anticlinal de Halvan

B - Anticlinal de Kalmard

C - Anticlinal de Rahdar-Gachal (sous zone de Rahdar-Gachal)

D - Couverture Jurassique

3. - Zone orientale

A - Sillon bordier

B - Bassin tabulaire de Jurassique

C - Affleurement de Paléozoïque

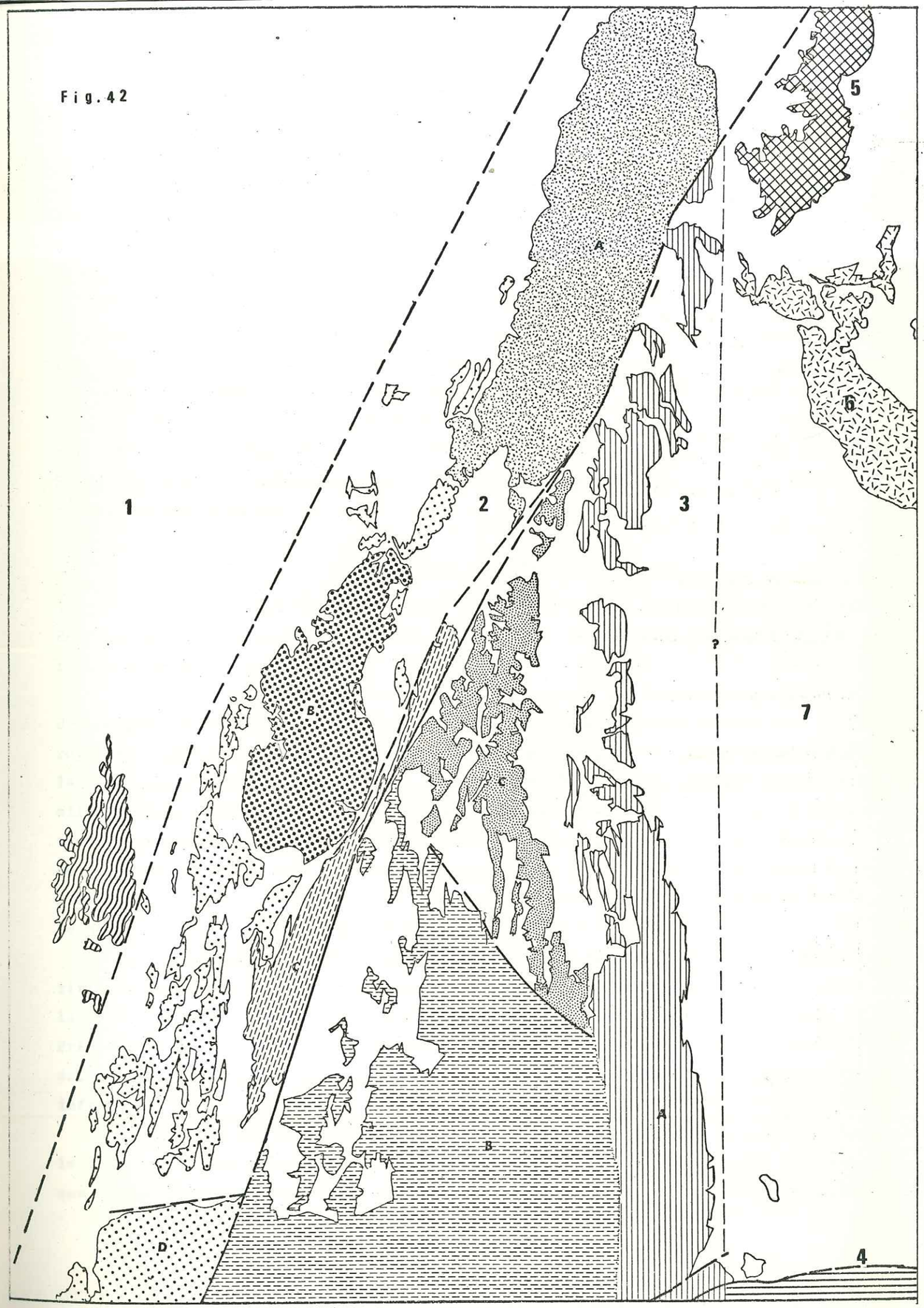
4. - Zone de Cheshmeh

5. - Bassin de Shirgesht

6. - Chaine de Shotori

7. - Bassin de Tabas

Fig. 42



B. - LES ZONES STRUCTURALES

Elles sont délimitées par de grandes failles longitudinales dont l'origine est ancienne, car elles limitent des compartiments dont la série stratigraphique ou les faciès sont différents ; ce sont donc des compartiments dont le jeu structural en horst ou graben a été différent depuis l'Infracambrien.

On peut ainsi distinguer dans le domaine cartographie, trois zones étroites et très continues que nous appèlerons, au moins provisoirement zones occidentale, centrale et orientale de Kalmard. Elles sont limitées vers l'E par le "bloc de Tabas" qui correspond au bassin néogène et récent de Tabas au N et la zone de Cheshmeh au S.

Nous avons aussi été amenés à toucher les zones structurales qui succèdent ver l'W ou le NE à celle de Tabas : c'est la zone des Shotori Range et celle de Shirgesht, à peine représentée dans le secteur cartographié, mais dont nous dirons cependant un mot (fig. 42)

a. - LA ZONE OCCIDENTALE DE KALMARD

Elle correspond au petit massif du Kuh-e-Naini qui prolonge au N le massif de Posht-e-Badam. Ce massif est limité à l'E par une faille d'origine ancienne, la faille de Naini.

Les terrains les plus anciens sont représentés par des grauwackes fines et des pélites du Précambrien (Formation de Tashk) faiblement métamorphisées lors de l'orogénèse assyntique. Celle-ci a également développé des plis et une schistosité dont la direction n'a pu être mesurée avec certitude en raison de la mauvaise qualité des affleurements et de la variabilité des axes de plis. Il est probable, que les directions anciennes ont été plus ou moins fortement déviées par la tectonique récente, ce que confirme d'ailleurs le degré de tectonisation de la couverture triasique de ce Précambrien. Il est probable que des phénomènes de coulissement le long de la faille de Naini soient responsables de ces pertubations.

Le Précambrien renferme aussi, dans ce petit massif, une intrusion granodioritique, dont la position excentrique, à l'E, montre qu'elle est probablement liée à la faille de Naini. Cette intrusion a développé une auréole de métamorphisme dans le Précambrien, auréole où s'observent des cristaux de cordiérite. A vrai dire ceux-ci ont été secondairement métamorphisés en muscovite par l'orogénèse éocimmérienne (cf. infra.).

Bien que les contacts soient plus ou soient plus ou moins tectonisés, c'est le Trias qui repose directement sur ce matériel précambien : la couverture paléozoïque manque donc complètement, si bien que l'on peut penser que cette zone a fonctionné

comme un horst pendant le Paléozoïque.

Le Trias inférieur et moyen forme le petit sommet du Kuh-e-Sorkh Naini. Ses sédiments recouvrent le Précambrien avec une nette discordance angulaire et le contact est souligné par des niveaux détritiques ainsi que par des argiles latéritiques.

L'absence de Trias supérieur et de termes plus jeunes peut, bien sûr, être due à une érosion récente, mais il parait plus conforme au style général de la région de considérer que ce compartiment a été surélevé dès la fin du Trias moyen et soumis à l'érosion. De fait celle-ci alimente en produits détritiques le bassin subsident de Kalmard au Jurassique. Cette surrection est sans dout un effet de l'orogénèse éocimmérienne qui parait avoir été plus énergique ici que dans les autres zones structurales étudiées, puisqu'elle s'accompagnerait d'un certain métamorphisme qui n'existe pas ailleurs. Les effets de cette phase seraient les suivants :

- recristallisation et écaillage des calcaires et dolomies du Trias inférieur et moyen ;
- clivage schisteux dans les termes argilo-gréseux du Trias inférieur, et cataclase des grès de base du Trias inférieur ;
- métamorphisme hydrothermal des granodiorites précambriennes visible en lame mince ;
- métamorphose du vieux matériel précambrien, surtout dans l'auréole de contact du massif de granodiorite où les cordiérites sont transformées en muscovite.

Nous avons dit que l'âge éocimmérien de ces phénomènes résulte uniquement du fait que, sur la lèvre opposée de la faille de Naini, le Jurassique ne montre aucune de ces transformations.

b. - LA ZONE CENTRALE DE KALMARD

Elle forme une bande étroite, allongée SSW-NNE, entre les deux grandes failles qui la délimitent : faille de Naini à l'W, faille de Kalmard, beaucoup plus spectaculaire à l'E. Cette zone montre un noyau précambrien qui affleure assez largement à l'E du caravansérail de Kalmard, mais dont les faciès et le degré de métamorphisme sont différents de celui de la zone occidentale. Mais à la différence de la zone occidentale, il existe cependant au Paléozoïque des époques d'ingression marine, au cours desquelles se déposent des sédiments de faible profondeur (Ordovicien, Dévonien supérieur, Carbonifère inférieur, Permien).

Après les mouvements fini-paléozoïques, la mer envahit à nouveau la région. Le Trias repose donc en discordance sur les termes antérieurs, mais est partiellement érodé à la suite de mouvements antéliasiques si bien que le Lias est à nouveau transgressif et en discordance cartographique. La mer abandonnera définitivement la région à la fin du Jurassique.

Les activités magmatiques de cette zone sont limitées à la phase assyntique, époque à laquelle se mettent en place deux petits batholites granodioritiques jalonnant

la faille de Kalmard (E de Kuh-e-Rahdar et de Kuh-e-Bakhshi. Quelques dykes s'observent également dans le Précambrien de Kalmard, au pied de Kuh-e-Shahkamali.

L'intérêt est surtout de remarquer la liaison entre ce magmatisme et la faille de Kalmard, exactement comme pour celle de Naini. Il est évident que l'individualisation de ces accidents majeurs est ancienne. Et nous avons vu, dans le chapitre stratigraphie, que le jeu de ces accidents a commandé la séparation des faciès pendant toute l'histoire de cette région.

I. - Les structures précambriennes :

La phase assyntique développe comme on l'a vu un système de plis synschisteux d'orientation N I30 (qui imposent une contrainte principale d'orientation N 40, c'est-à-dire SW-NE), mais ne s'accompagne que d'un métamorphisme faible ou nul. La direction N I30 est également celle des linéations résultant de l'intersection schistosité-stratification. Mais ces linéations sont plus ou moins recoupées ou tordues par une linéation plus récente, de direction N 20 qui est évidemment celle des plis mésozoïques plus récents (anticlinal de Kalmard).

Il existe un réseau de failles datant de cette phase assyntique, car il est localement recouvert par le Paléozoïque transgressif et discordant, mais ces failles anciennes ont pu aussi rejouer par places et affecter le Paléozoïque. Ce réseau de failles montre trois directions (fig. 43). La première est N I30, c'est-à-dire celle des plis assyntiques et n'a pas grande signification. Les deux autres sont probablement conjuguées : l'une est N 20 (NNE-SSW) comme les failles majeures de Naini et de Kalmard qui, rappelons-le, ont été individualisées ou réactivées à cette époque ; l'autre est N 80 (WSW-NNE) : un tel réseau conjugué indique une contrainte maximum horizontale orientée N 40 , c'est-à-dire que l'on retrouve celle qui a édifié les plis assyntiques ; et le fait que tous les plans de ces failles sont verticaux ou subverticaux implique le jeu décrochant de ces accidents conjugués, notamment celui des failles majeures de Naini et de Kalmard. Un tel jeu décrochant à la fin du Précambrien n'empêche nullement un jeu vertical ultérieur.

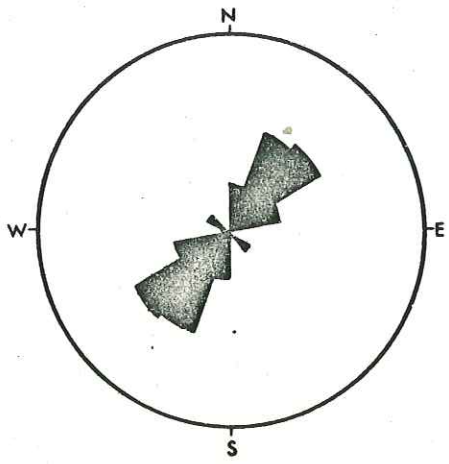


Fig. 43 - Diagramme de fréquence des failles précambriennes

2. - Les structures paléozoïques :

Les mouvements paléozoïques étant de type exclusivement épirogénique, ne se manifestent que par des lacunes et des discordances -et il est ainsi difficile de parler de structures tectoniques véritables. Tout au plus peut-on déceler des zones hautes et basses que l'on pourrait considérer commes des horsts et des grabens.

Par exemple, au cours des mouvements d'ensemble qui ont affecté la zone centrale à la fin de l'Ordovicien, une partie de cette zone s'individualise en horst, où le Dévonien supérieur manque (anticlinal de Kalmard), tandis qu'à l'E une autre dessine un graben (anticlinal de Rahdar-Gachal). A vrai dire les failles anciennes limitant ces horsts et grabens supposés, n'ont pas été observées et nous ne nous basons que sur l'apparition très brusque du Dévonien supérieur à l'E de Kalmard, pour en supposer l'existence. Le parallélisme de ces paléoreliefs avec la faille de Kalmard parle en faveur d'une réactivation légère de cet accident ou de ses satellites.

3. - Les structures mésozoïques :

La phase éocimmérienne du Trias supérieur qui, ailleurs en Iran, se présente comme une véritable phase orogénique, n'a ici que des effets réduits. Il s'agit surtout de mouvements verticaux le long des failles déjà existantes, qui ne créent pas des structures nouvelles. Cependant, il semble que des déplacements horizontaux, c'est-à-dire des coulissements, se soient faits le long de certaines de ces failles, ce qui impliquerait des contraintes horizontales. Les contraintes horizontales se manifestent donc surtout par des décrochements.

On a cité, par exemple, dans un précédent chapitre, le cas du décalage des deux moitiés du bassin subsident du Trias moyen situé à l'W de Cheshmeh, le long de la faille de même nom . Il s'agit d'un cisaillement dextre, daté de cette

époque par le fait que la faille de Cheshmeh ne semble pas se poursuivre au milieu du Jurassique qui affleure pourtant largement au S de Robat-e-Khan. On peut également rattacher à cette phase les petits plis E-W qui affectent les assises du Trias inférieur et moyen du Kuh-e-Halvan, à l'extrémité N de cette zone centrale, alors que le Jurassique sus-jacent ne le manifeste pas. Il s'agit probablement de petits plis d'entrainement obliques liés à un mouvement de décrochement du compartiment le long de la faille de Kalmard (I).

Mais l'effet principal de ces mouvements éo-cimmériens est évidemment l'émersion de cette zone centrale de Kalmard à la fin du Trias, émersion qui dure jusqu'au Lias. Elle a favorisé partout une érosion au cours de laquelle, dans certains endroits comme le versant W du Kuh-e-Rahdar et la partie N de l'anticlinal de Kalmard, toutes les assises du Trias moyen et inférieur, et même du Permien supérieur ont été érodées, si bien que le Lias repose directement sur le Permien supérieur (voir planche 3). Mais ce Lias peut lui-même manquer au moins partiellement, soit qu'il ait été érodé avant le Bathonien supérieur, lors de la phase épirogénique évoquée p.... . C'est notamment le cas au N de Kal-e-Shur, localité au niveau de laquelle j'ai tendance à placer une faille ancienne dont le jeu intrabathonien (?) aurait provoqué ces changements paléogéographiques.

Pendant le Jurassique supérieur aucune structure particulière ne s'édifie jusqu'à la fin de cette époque où le plissement névadien met fin au régime marin et édifie probablement les structures actuellement visibles, dont l'anticlinal de Kalmard, que nous décrirons en détail plus loin. A vrai dire, aucun terrain discordant ne permet, dans cette zone centrale, d'affirmer que les plis sont bien névadiens. La conclusion est uniquement tirée du fait que ces plis appartiennent au même faisceau que celui de la zone orientale dont on sait qu'il est fini-jurassique ou crétacé inférieur, car le crétacé supérieur le transgresse en discordance.

c. - LA ZONE ORIENTALE DE KALMARD

Elle offre la forme d'un triangle allongé qui se ferme au N entre la zone centrale et celle de Tabas. Elle est limitée à l'W par la faille de Kalmard qui est lo-

---

(I) On pourrait se demander si ce mouvement de coulissement ne serait pas également responsable de l'écaillage transverse qui fait apparaître l'Ordovicien et que l'on peut observer grâce à l'anticlinal plus tardif d'Halvan. En fait, on ignore tout de l'âge de cet écaillage qui pourrait lui-même être plus tardif, soit contemporain de la formation de cet anticlinal d'Halvan, soit même plus récent encore (Néogène ?).

calement basculée vers l'E, donc légèrement chevauchante sur la zone orientale. Elle est née par "block faulting" pendant l'orogénèse assyntique et a été ensuite couverte par quelques milliers de mètres de sédiments du Paléozoïque, du Trias et du Jurassique.

Les roches les plus anciennes sont permiennes de sorte qu'on ne peut la comparer avec la zone centrale que pour son histoire et ses structures les plus récentes. Elle diffère considérablement de la précédente par sa structure, l'épaisseur plus considérable de ses sédiments (quelques milliers de mètres). Autrement dit, on peut opposer le domaine presque stable de Kalmard avec le domaine subsident de Magou.

Bien qu'elle culmine au Sud à I 900 m (avec un sommet fait de calcaires micritiques de Nar), sa morphologie générale est beaucoup plus douce et monotone que celle des rudes montagnes de Kalmard à l'Est.

Ce compartiment montre un relèvement axial vers le N puisque c'est à sa pointe N qu'affleurent les termes les plus anciens, à savoir des calcaires permiens. Ils sont suivis au S par une grande zone d'affleurement du Trias inférieur à moyen. Ensuite vient un immense pays jurassique où la série est épaisse de plus de 3 000 m ; et le Crétacé apparait enfin plus loin encore au S, hors de la zone cartographiée.

L'histoire de cette zone ne peut être déchiffrée qu'à partir du Permien.

La phase éocimmérienne se manifeste par le plissement probable du Paléozoïque et du Trias inférieur et moyen, qui dessinent un pli orienté NNE-SSW à l'extrémité N de la zone, pli dont l'axe est différent de celui des plis ultérieurs affectant surtout le Jurassique. Ce pli est parallèle à la faille de Kalmard, et a probablement été réorienté par un coulissement dextre des deux compartiments séparés par cette faille. Il est d'ailleurs probable que le pli en question se prolongeait par celui d'Halvan au NW de la faille de Kalmard et que c'est le jeu de celle-ci qui l'a tronçonné en deux moitiés, dont celle du N a pu ensuite être déformée pour son propre compte.

La phase éocimmérienne se manifeste aussi par une phase d'érosion au sommet du Trias moyen, parfois souligné par une faible discordance angulaire. On l'observe notamment à l'E du Caravansérail de Kalmard, dans la colline de Poshteh-Chah-Deraz, où le Norien repose avec conglomérat de base sur le Trias moyen. C'est un des rares endroits où les mouvements éocimmériens peuvent être exactement datés.

La phase néocimmérienne (ou névadienne) a probablement donné par contre, tous les plis actuellement visibles qui sont transgressés avec forte discordance par le Maëstrichtien dans l'extrême sud de la zone. En fait, la fourchette de temps est assez large puisqu'on dispose de presque tout le Crétacé pour situer ces mouvements.

Tous ces plis ont une direction N-S (N IO), anticlinaux et synclinaux sont largement ouverts, à flancs à peu près symétriques (voir fig. 44) avec une légère inclinaison d'axe vers le Sud que traduit la répartition des terrains suivant leur âge du N au S.

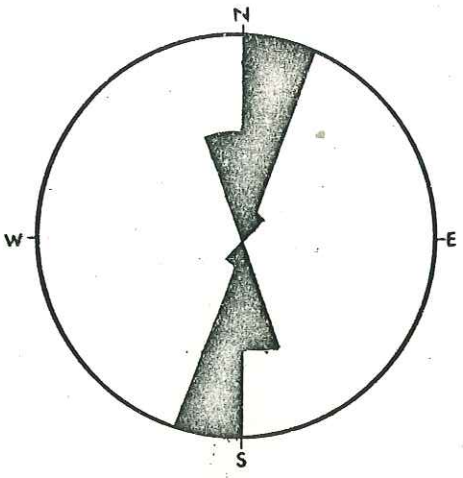


Fig. 44 - Diagramme de fréquence des axes des mesures dans les affleurements de plis Jurassiques

Ce n'est que sur bordure orientale de cette zone orientale que l'on peut observer des plis plus serrés et redressés, parfois basculés et renversés vers l'Est. Ce faisceau plus complexe borde directement la plaine de Tabas, et se suit beaucoup plus loin vers le N, au delà de Rabat-e-Gur, jusqu'à la faille de Kalmard, et à celle, peu visible, qui le sépare de la zone de Shirgesht. Stratigraphiquement ce faisceau de plis possède quelques caractères particuliers, notamment les marnes rouges et les gypses du Jurassique terminal qui affleurent au coeur des synclinaux et manquent plus à l'W. Il est probable qu'au moins à la fin du Jurassique, on avait là une sorte de gouttière où de "sillon bordier" de la zone orientale de Kalmard, qui a conservé son individualité au moment du glissement (fig. 46).

Un caractère intéressant de toute cette zone orientale de Kalmard est que les assises sont intensément fracturées (les cartes au 250 000° et au 500 000° ne portent qu'une partie des failles que l'on y observe réellement). Il s'agit de failles de décrochement qui se disposent suivant deux directions principales (fig. 45) :

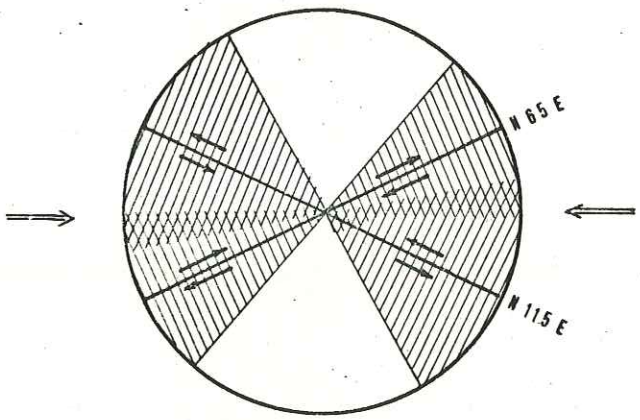
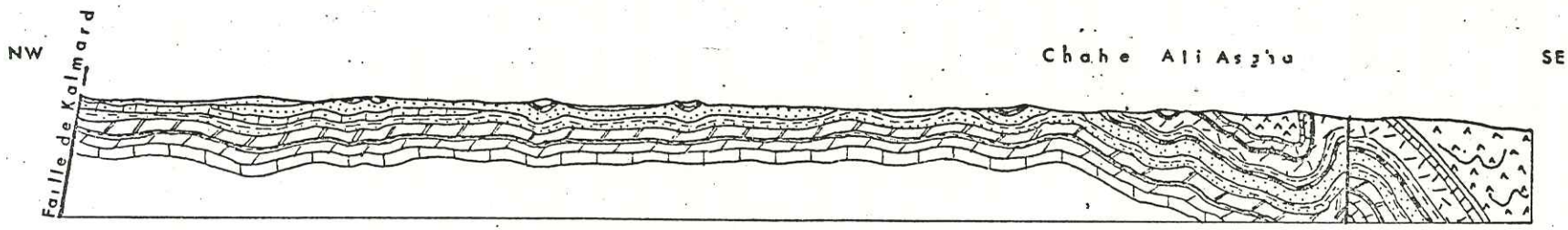
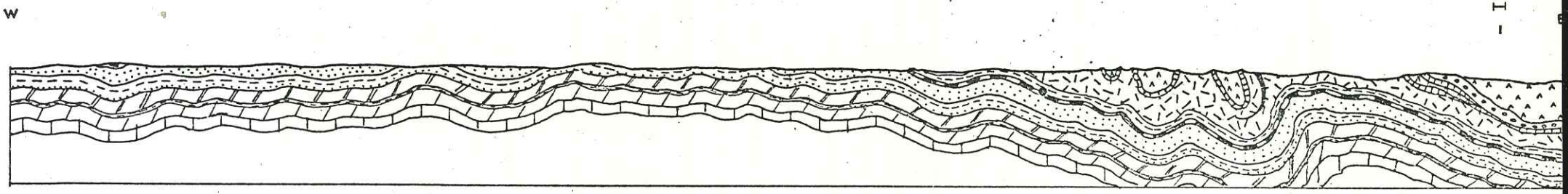


Fig. 45 - Diagram des principales failles de décrochement

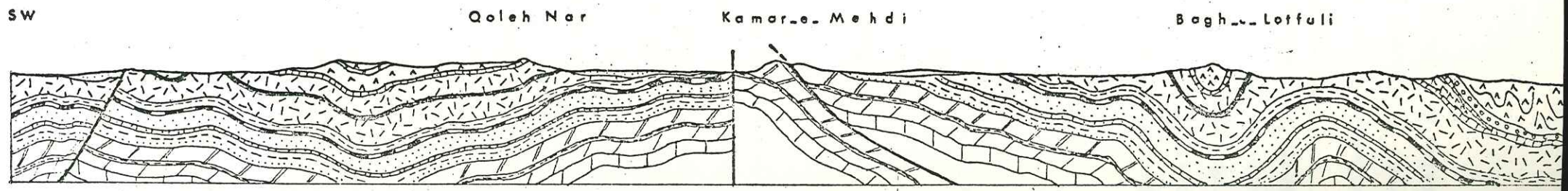
Fig. 46 : Coupes structurales schématiques dans la zone orientale de Kalmard. On remarquera l'opposition entre la zone synclinorale à l'E, et la zone tabulaire à l'W.



1:250 000



1:100 000



1 100 000

- N 60 à 65 (c'est-à-dire NE-SW) : il s'agit de failles dextres le long desquelles le déplacement maximal observé est de I250 m. C'est le réseau dominant ;

- N II5 à N I20 (c'est-à-dire NW-SE), sénestres, moins développés. C'est le réseau surbordonné.

Il s'agit manifestement d'un système conjugué de failles de cisaillements, permettant de retrouver la contrainte principale, d'orientation N 90 (à peu près EW), qui est évidemment la même que celle qui a donné les plis. Cet exemple est l'un des plus nets et des plus visibles au monde d'une pareille relation.

L'existence de mouvements ou de rejeux plus récents, tertiaires n'est pas connue faute d'éléments d'observation.

d. - ZONE DE CHESHMEH

Elle se trouve au S du bassin de Tabas et n'apparait qu'à peine sur la feuille Tabas au 250 000e. Elle se prolonge assez loin vers le Sud, à l'W de Naiband, jusqu'au N de Darband.

Dans la partie parcourue dans le cadre de cette étude, cette zone est faite de sédiments du Trias supérieur et du Jurassique qui montrent des plis d'axe E-W, donc perpendiculaires à ceux des zones précédentes, plus occidentales. Le passage d'un style à l'autre est très brusque, bien qu'aucun accident N-S ne soit visible entre les deux. Et pourtant il a dû exister soit une flexure, soit une faille au Trias-Jurassique, car les séries ont une épaisseur différente de part et d'autre de la zone de passage, les faciès restant les mêmes : par exemple, les assises de la formation de Naiband (Trias supérieur) ne comportent que quelques dizaines de mètres à l'W tandis que dans la zone de Cheshmeh l'épaisseur atteint 500 m environ. De même au Jurassique terminal, on ne trouve plus ici les dépôts gypsifères caractéristiques de la zone orientale de Kalmard.

Vers le S, les plis E-W se développent jusqu'à Naiband où l'un d'eux (Kuh-e-Naiband) montre même un socle précambrien analogue à celui de Kalmard (Stöcklin, comm. or. et carte géologique de l'Iran au 2 500 000°), avec sa couverture de Paléozoïque supérieur et de Trias. Cette coupe démontre que dans l'ensemble le comportement de la zone de Cheshmeh a été celui d'une plate-forme analogue à celle de Kalmard.

Vers le N, le dernier pli EW est celui qui est cartographié sur la feuille Tabas au 250 000°. Il est limité au N par la faille de Rostam après laquelle vient le bassin néogène et quaternaire de Tabas : cette faille est inclinée vers le N (pendage S) et se prolonge obliquement en direction du SW dans la direction de Magou, où elle devient l'un des éléments du système de décrochements conjugués évoqués au paragraphe précédent (faille dextre dans le cas particulier).

Vers l'E cette faille est coupée par une masse volcanique d'âge néogène, ce qui confirme bien qu'elle est pré-néogène, probablement contemporaines du plissement général, mésozoïque de la région, et qu'elle n'a pas été réactivée, à la différence des failles de Kalmard ou de Naini. Ceci est normal. Il ne s'agit probablement pas d'un

trait ancien, mais d'une conséquence du plissement mésozoïque. Cela ne l'empêche pas d'être assez profonde, car elle est jalonnée par les sources thermales de Cheshmeh Rostam et de Righabad.

Reste le problème de l'origine de ce plissement EW qu'aucune faille longitudinale ne sépare, au moins apparemment, de la zone orientale de Kalmard : là où l'on s'attendrait à la trouver, on ne voit que la masse marneuse de la formation de Baghamshah, apparemment non perturbée, de sorte que les explications sont difficiles.

On peut tout de suite éliminer un plissement dysharmonique superficiel dû, par exemple, à la tectonique salifère où à un glissement par gravité vers le N d'une couverture décollée dans des gypses, par exemple les gypses du Carbonifère inférieur : il existe en effet, à l'W de Nayband un large anticlinal EW à coeur précambrien qui montre que ces plis transversaux vont jusqu'au socle.

Une première explication serait de supposer que le champ de contrainte néocimmérien s'appliquant à une mosaïque de blocs autour desquels se moulaient les plis, a pu déterminer le plissement de la région de Kalmard en un arc qui à quelques retouches néogènes près, est l'arc actuellement déssiné par cette zone entre Shirgesht et Kerman.

Au centre de la concavité de cet arc, concavité ouverte vers l'E, se trouvait le bloc de Cheshmeh, dans lequel par manque d'espace les plis ne pouvaient se développer longitudinalement, mais seulement suivant l'axe de symétrie de l'arc, c'est-à-dire suivant une direction E-W. On aurait donc un effet de compression à l'intérieur (intrados) d'un arc, en effet, mécaniquement banal, qui s'accomode parfaitement de l'absence de faille entre les blocs de Cheshmeh et de Kalmard, et explique aussi les petits plis obliques qui émergent de la plaine de Tabas et dont nous parlerons avec cette zone.

La difficulté de cette hypothèse, c'est que l'on devrait observer une incurvation vers l'E des plis de la zone orientale de Kalmard, alors que leur rectitude est tout à fait remarquable. En d'autres termes, il est impossible que l'arc de la zone centrale de Kalmard se soit refermé sans modifier cette rectitude des plis qu'il circonscrit. Cette rectitude indique au contraire que l'arc ne s'est pas refermé et est antérieur à la phase néocimmérienne (voir d'ailleurs page 33).

Une deuxième explication suppose un mouvement d'ensemble vers le N du bloc de socle correspondant à la zone de Cheshmeh, coincé entre les deux compartiments voisins, ce qui serait concevable puisque la compression E-W agit sur une mosaïque de blocs séparés par des cassures : les uns réagissent en se plissant orthogonalement à la contrainte, c'est-à-dire, en se raccourcissant suivant cette direction, d'autres en "chassant" latéralement, vers le N ou le S, comme un noyau de cerise que l'on serre entre ses doigts. Malheureusement, cette explication exigerait une faille longitudinale au contact des compartiments voisins, car il parait peu probable que les marnes de Baghamshah aient

pu encaisser le mouvement latéral, malgré leur plasticité, sans se déchirer.

Une troisième explication, c'est que le bloc de Cheshmeh ait été comprimé par celui de Tabas (actuellement effondré) celui-ci étant entrainé par un mouvement de coulissement de la zone de Shotori le long d'une faille bordière mal visible actuellement, sous le Néogène.

Cette faille existe certainement, car elle est jalonnée par des activités magmatiques néogènes, qui ont pu utiliser une fracture ancienne lors d'une phase de distension. On connait aussi la discontinuité complète qui existe entre la zone de Cheshmeh et celle de Shotori, de plus en plus réduite vers le S à une zone cicatricielle. Un tel mécanisme implique aussi une faille à l'W du bloc de Tabas (entre A et B), faille non visible mais tout à fait probable, et qui s'atténuerait très vite en B (fig. 47).

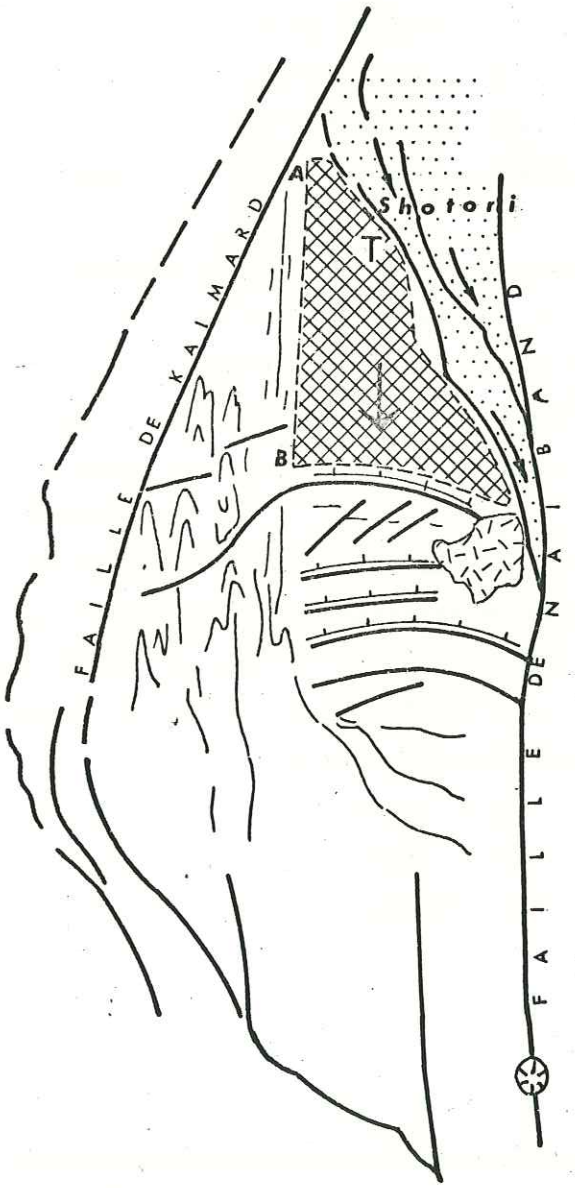


Fig.47 - Schéma structural du bloc de Tabas (T-Tabas, A.B. faille probable)

Enfin, ce mécanisme expliquerait la torsion dans le sens horaire que manifeste la faille limitant au N le bloc de Cheshmeh. D'abord simple décrochement NE-SW, elle devient ensuite une faille inverse EW, témoignant bien d'un emboutissement du bloc de Tabas sous celui de Cheshmeh.

Seul reste non précisé l'âge de ce phénomène. Il est assez difficile de faire se déplacer la zone de Shotori vers le S dans un champ de contrainte E-W. Peut-être ce déplacement est-il postérieur sans que l'on puisse fixer une date.

e. - ZONE DE SHIRGESHT

Elle se trouve au N de la zone orientale de Kalmard et du bassin de Tabas. Elle est limitée à l'W par le prolongement N de la faille de Kalmard (faille de Chah-e-Sorb), et à l'E par la chaine de Shotori. Je n'en ai cartographié en détail que l'extrémité Sud qui se trouve dans les limites de la feuille Tabas au 250 000°.

Cette zone est surtout caractérisée par l'épaisseur de ses sédiments : l'Infracambrien et le Paléozoïque représentent à eux seuls une épaisseur de plus de 6 200 m, la plus forte d'Iran. Il s'agit donc d'une zone de subsidence qui contraste avec le "Horst de Kalmard".

La séquence paléozoïque est par ailleurs complète.

On pourrait se demander pourquoi l'on sépare cette zone de la zone orientale de Kalmard qui la prolonge géographiquement vers le S, et montre aussi un caractère subsident très net, si bien que l'ensemble dessine un sillon de sédimentation privilégié que l'on suit d'Ozbak-Kuh jusqu'au N de Kerman. En fait un examen plus précis montre certaines différences importantes.

I) Le Permien de la zone orientale de Kalmard (on ne connait malheureusement pas les termes antérieurs qui n'affleurent pas) est différent de celui de Shirgesht (formation de Jamal). En effet, le premier rappelle beaucoup celui de la zone centrale de Kalmard, avec ses discontinuités de sédimentation et ses horizons à bauxite pisolitique, alors que le second est fait de calcaires à Fusulines, épais, avec lits et nodules de silex, sans discontinuités et sans lits de bauxite.

2) Au contraire, à partir du Mésozoïque, c'est la zone orientale de Kalmard qui devient subsidente (+ de 3 000 m de Jurassique), celle de Shirgesht l'est beaucoup moins. Par exemple, la 2e montre une érosion antébathonienne très énergique au cours de laquelle le Lias et le Dogger inférieur disparaissent, alors que cette série existe, épaisse dans la zone orientale de Kalmard.

De même à la fin du Jurassique, la zone orientale de Kalmard montre des dépôts évaporitiques caractéristiques, qui manquent totalement dans celle de Shirgesht.

Il existe donc entre ces deux zones une sorte de mouvement de bascule qui abaisse l'une tandis qu'il relève l'autre, et justifie ainsi leur distinction. C'est

finalement avec la zone de Shotori que celle de Shirgesht manifeste le plus de ressemblances.

Au point de vue tectonique, la zone de Shirgesht est surtout caractérisée par la direction NE-SW de ses structures qui se disposent ainsi parallèlement à la zone centrale de Kalmard ; c'est la "direction de Shirgesht" de Ruttner et al. (I968), qui amène la chaine de Shotori à dessiner une sorte d'arc à concavité tournée vers l'Est.

Cette zone de Shirgesht est séparée de la zone orientale de Kalmard par une importante fracture, qui prolonge probablement le faisceau des failles bordant à l'W la chaine de Shotori.

f. - ZONE DE SHOTORI

Au delà de la plaine de Tabas, vers l'E, vient la chaine de Shotori, dont une petite partie seulement apparait sur la feuille Tabas au 250 000°. C'est un faisceau de plis dont la direction NW-SE contraste nettement avec celle de la chaine de Kalmard; mais au delà des limites de la feuille Tabas, vers le N, cette direction change et redevient SW-NE. La chaine de Shotori dessine donc une virgation à concavité E.

Les séries stratigraphiques de cette chaine, donc les conditions paléogéographiques sont différentes de celles des zones précédentes, sauf celle de Shirgesht. Par exemple, le Carbonifère (formation de Sardar) est schisteux alors qu'il est calcaréodolomitique à Kalmard. Il en est de même du Permien. Ce n'est qu'au Trias et au Jurassique que les conditions deviennent identiques. Cette identité persiste jusqu'à la fin du dépôt des marnes de Barghanshah (partie supérieure du Jurassique moyen). Après, on sait que le bassin de Kalmard émerge progressivement et définitivement, tandis que la zone de Shotori reste immergée : le Crétacé y est connu (quoiqu'en affleurements réduits), le Paléogène aussi (conglomérat paléocène de Kerman et roches volcaniques) ainsi que le Néogène (marnes gypsifères). L'histoire du bassin de Shotori est donc plus longue.

Les traits tectoniques de cette zone ont été très bien définis par Stöcklin et al. (I965-I97I). Il s'agit d'un faisceau de plis brutalement surélevé, coupé de failles longitudinales parfois chevauchantes. Vers le Sud, ce faisceau se réduit à une simple ligne de dislocation, la faille majeure de Nayband. La chaine est coupée en deux par une faille principale qui la divise en deux moitiés. La partie occidentale est un empilement d'écailles, séparée par des plans de chevauchement d'orientation NW, qui sont ainsi légèrement obliques à l'allongement général de la chaine (NNW). Ces éléments structureux se relayent les uns des autres. La partie orientale de la chaine de Shotori (qui n'intéresse pas cette étude) montre au contraire des compartiments étroits séparés par des failles longitudinales subverticales, dont certaines au moins sont des failles de distension.

Le style de la partie occidentale contraste nettement avec le style beaucoup

plus simple des zones plus occidentales que nous venons de parcourir, où dominent un plissement léger, et surtout, une tectonique de blocs plus ou moins basculés. Ceci joint au fait que la mer y persiste beaucoup plus longtemps au Crétacé et au Tertiaire, fait considérer une partie au moins de la chaine de Shotori, comme une zone plus souple de la plate-forme iranienne entre deux régions ou deux blocs plus rigides. La zone souple a été fortement écrasée entre ces blocs, et prend ainsi actuellement la signification d'une zone cicatricielle.

g. - LE BASSIN DE TABAS

La zone de Shotori est séparée de celle de Magou (zone orientale) par un bassin plat où se trouve la ville de Tabas. C'est un bassin désertique intra-montagneux, de forme triangulaire puisqu'il se pince vers le N et s'élargit vers le S jusqu'à la faille de E-W de Cheshmeh qui le limite dans cette direction. Le passage aux zones montagneuses qui l'encadrent à l'E et à l'W, est très brusque, de sorte que l'on peu supposer qu'il se fait par des failles d'effondrement. Malheureusement, ces failles sont cachées sous les dépôts de piedmont. Tous ces grands épandages alluviaux forment l'auréole d'une zone centrale à aspect de lagune salifère récente.

Au milieu de ces produits détritiques pointent trois collines où affleurent des calcaires à Pectens et des calcaires micritiques analogues aux calcaires de Nar (Jurassique supérieur) de la zone orientale de Kalmard. Ces faciès du Jurassique supérieur sont donc différents de ceux de la chaine de Shotori (calcaires d'Esfandiar) si bien que le soubassement de la plaine de Tabas apparait plutôt apparenté à la zone orientale de Kalmard. Ces faciès ne sont pas connus non plus dans la zone de Cheshmeh qui apparait bien pourtant comme le prolongement Sud du soubassement de la plaine de Tabas. Ceci est probableemnt dû à ces mouvements de bascules qui ont affecté le "bloc de Tabas" (plaine de Tabas plus zone de Cheshmeh) pendant toute son histoire, depuis le Paléozoïque.

Dans l'une des trois collines jurassiques de la plaine de Tabas (Pal-e-Sorkh-e- Mione Sineh), on peut observer que le Jurassique est déformé suivant une direction NW-SE qui n'est ni la direction N-S de la zone orientale de Kalmard, ni celle E-W de la zone de Cheshmeh. L'interprétation est délicate. Ou bien, il s'agit d'une direction anormale liée au basculement et au déplacement vers le S du bloc de Tabas, ainsi qu'on l'a supposé pour expliquer les plis EW de la zone de Cheshmeh (et dans ce cas, la colline en question ferait simplement le raccord entre les deux directions, NS et EW contemporaines), ou bien il s'agit d'un plissement plus tardif : on peut en effet remarquer que cette direction NW-SE est également celle des séries néogènes du pied de la chaine de Shotori. Auquel cas, le plissement serait post ou fini-néogène.

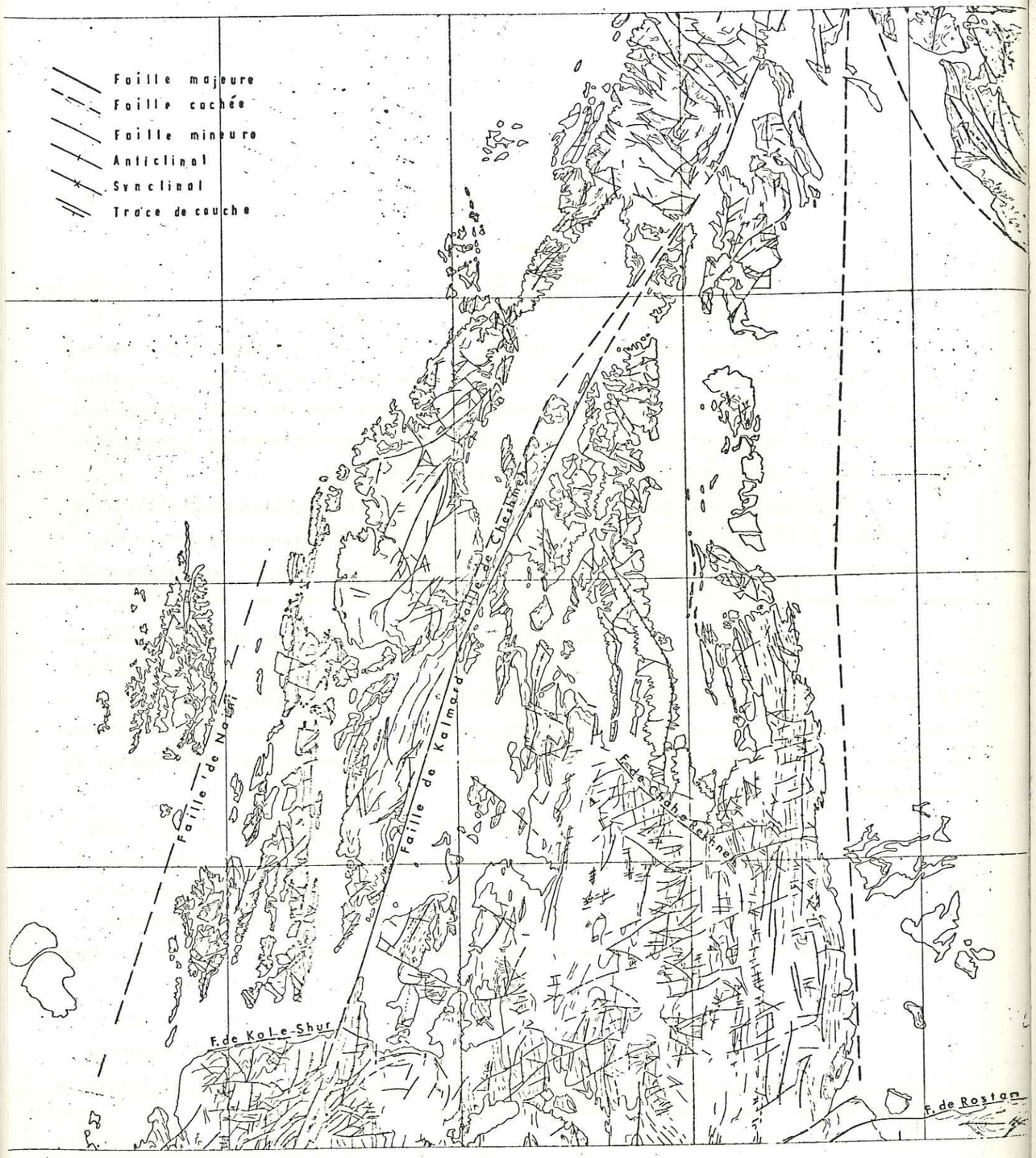


Fig. 48 : Schéma structural de la région de Kalmard.
Echelle 1/500 000.

Le problème est d'autant plus délicat à résoudre que, au pied N de la faille de Cheshmeh, une autre des petites collines jurassiques, celle de Sangu Rusineh, est pratiquement horizontale. Le trop grand développement des formations quaternaires ne permet pas de donner une réponse.

C. - TECTONIQUE DE DETAIL

(FAILLES ET PLIS MAJEURS)

a. - LES GRANDES FAILLES

I. - La faille de Naini

Bien qu'elle apparaisse assez mal dans la région étudiée à cause des recouvrements quaternaires, il s'agit d'un trait structural important de l'Iran central.

Dans la région de Kalmard, elle sépare des zones dont l'histoire tectonique a été plus ou moins différente suivant les époques, mais elle apparait principalement comme limitant à l'E la zone métamorphique du Précambrien. Même si elle n'est pas visible, l'extrême rapprochement de ce Précambrien métamorphique et des grès quartzitiques du Toarcien-Bajocien, à l'W de Robat-e-Khan, l'impose et l'interruption morphologique rectiligne des buttes précambriennes du Kuh-e-Naini vers l'E, permet d'en déterminer facilement la direction.

Son prolongement septentrional n'est pas très clair sous les dunes du Khameh Qara Bagh (bordure SE du Grand Kavir), mais si l'on admet qu'elle continue à séparer vers le N, les séries métamorphiques de l'Iran central de celles qui ne le sont pas, il serait logique de croire qu'elle passe probablement au N de Ozbak-Kuh où le socle métamorphique précambrien vient au voisinage de dépôts paléozoïques (voir carte géologique au I/500 000°).

Son prolongement méridional est par contre beaucoup plus net. Elle se suit sans difficulté avec la même orientation jusqu'à la limite Sud de la feuille Tabas (33° degré de latitude) puis s'incurve progressivement, passant de NE-SW à N-S puis NW-SE. A la hauteur de Posht-e-Badam, c'est la "faille de Sarbala" (Haghipour, I974) ; au N de Kerman, la "faille de Kuh-e-Banan" (Huckride et al., I962). On peut dire que dans son ensemble, elle correspond à la "ligne de l'Oman" de Gansser, I955, pl. III.

Son jeu n'est pas facile à mettre en évidence, faute d'éléments d'observation. Dans la région de Kerman, à 80 km au S du village de Kuh-e-Banan, on a pu observer un déplacement dextre, mais on ne peut généraliser cette observation ni dans le temps, ni dans l'espace.

A l'W de Robat-e-Khan, la disposition actuelle impose un décalage vertical

important (Précambrien contre Jurassique). On sait qu'au cours de la phase éocimmérienne, elle a joué brutalement en provoquant une cataclase et une recristallisation du Trias inférieur et moyen. Mais celui-ci est le même de part et d'autre, ce qui montre qu'au Trias elle ne jouait pas. Pendant le Paléozoïque, elle a limité le compartiment du Kuh-e-Naini qui jouait en horst. La composante principale de son jeu est donc plutôt verticale, mais on ne peut exclure évidemment la possibilité de mouvements de coulissage, du moins temporaires et limités.

2. - Faille de Cheshmeh

Diverses considérations stratigraphiques sur les épaisseurs et les faciès du Paléozoïque supérieur de la zone centrale de Kalmard, ainsi que les observation de terrain, imposent l'existence d'une faille assez important, qui par Cheshmeh et le col où passe la route de Kalmard, sépare la sous-zone de Rahdar-Gachâl du reste de la zone centrale de Kalmard.

Elle n'est visible que près de la source de Khajeh Hassan, où elle est légèrement basculée vers l'E. Vers le N, elle rejoint la grande faille de Kalmard beaucoup plus importante certainement puisque jalonnée par des batholites de granodiorite précambrienne.

En ce qui concerne son jeu, on peut penser qu'au Paléozoïque, elle n'était que la limite verticale ou subverticale de deux compartiments en saillie ou en subsidence, puisqu'elle correspond à de brusques modifications stratigraphiques. Par contre, pendant l'orogénèse éocimmérienne, nous avons vu qu'elle a joué en décrochement, décalant les deux moitiés du bassin triasique inférieur et moyen de Sartakht-e-Gorg, d'environ 25 km, dans un mouvement dextre (la zone centrale s'est déplacée vers le N de cette longueur par rapport à la chaine de Rahdar-Gachal).

Les mouvements ultérieurs ne sont pas nets, faute d'arguments, mais, le Bajocien, cette faille a pris l'aspect d'une faille légèrement chevauchante vers l'E, car son plan est incliné à 65° vers l'W : il coupe le flanc SE de l'anticlinal de Kalmard et met en contact les schistes renversés du Lias et le calcaire oolitique du Toarcien-Bajocien.

3. - Faille de Kalmard

Elle sépare la zone centrale de Kalmard, non subsidente, de la zone orientale qui l'est beaucoup plus. C'est également une des failles majeures de l'Iran central que l'on suit vers le N jusque dans la région de Shirgesht et même au delà avec une direction NE-SW, et vers le S jusqu'à Kerman après sa fusion probable avec la faille de Naini, avec une direction NW-SE.

Comme la précédente, elle montre donc une concavité ouverte à l'E. Comme

celle de Naini elle est d'origine ancienne, certainement assyntique, car elle contrôle la surrection de la zone centrale dès la fin de cette orogénèse, entrainant son émersion de l'Infracambrien à l'Ordovicien. On a dit également, qu'elle contrôlait ensuite les oscillations verticales de cette zone centrale, traduites par les discontinuités sans discordance que montrent les séries du Paléozoïque.

Pendant l'orogénèse éocimmérienne, les contraintes horizontales font jouer cette faille en décrochement dextre : on relie à ce mouvement les petits plis E-W qui affectent le Trias inférieur et moyen à l'E d'Halvan et non le Jurassique sus-jacent . Puis au cours du Jurassique, c'est le jeu vertical qui reprend, traduit par des différences de faciès sur ses deux lèvres. Par exemple, les dépôts détritiques du Toarcien-Bajocien de la zone centrale sont remplacés, à l'Est, par des calcaires oolitiques.

L'évolution ultérieure est mal connue. Actuellement cette faille présente, comme celle de Cheshmeh, un pendage de 75° W, ce qui la rend légèrement chevauchante vers l'E. Les sédiments paléozoïques de la zone centrale de Kalmard viennent ainsi au dessus des dolomies du Trias moyen et des schistes jurassiques : cette disposition implique une contraction grossièrement EW qui est peut-être de la phase néocimmérienne. Mais on ne peut écarter totalement un jeu plus récent, néogène par exemple, contemporain des derniers mouvements de la chaine de Shotori, en raison de la fraîcheur des escarpements qui jalonnent cette faille et permettent de la suivre facilement dans le paysage. Dans le secteur que j'ai cartographié, je n'ai pu relever aucune trace de déformations dans les sédiments récents, mais plus au N, dans la région de Shirgesht, Ruttner (I968) a signalé des alluvions décalées verticalement au voisinage de la faille, ce qui indiquerait des mouvements subactuels.

Cette faille de Kalmard est l'une des plus importantes de l'Iran central et est d'origine ancienne, au moins assyntique comme on l'a dit. La question se pose donc de savoir si, depuis l'orogénèse assyntique, elle a gardé sa direction originelle, ou bien si elle a été déviée par les orogénèses ultérieures. Certains géologues (P. Vialon, com. or., Haghipour, I974) pensent que cette faille comme les failles voisines, avaient d'abord une direction N-S, mais qu'elles ont été ensuite déviées au cours des mouvements tectoniques tertiaires : ces géologues pensent en effet que, l'ouverture de la Mer Rouge a dû transmettre au bloc irano-arabe les contraintes responsables de cette réorientation.

Cette question mérite donc d'être discutée ici.

Dans la partie N du terrain étudié, la faille de Kalmard met en contact les dépôts du Paléozoïque et du Trias, plissés selon un axe NE-SW, avec les calcaires jurassiques plissés selon un axe N-S caractéristique de la zone orientale de Kalmard. Si la faille de Kalmard avait été déviée au cours du Tertiaire, elle aurait dû écraser le

système de ces plis NS, beaucoup plus anciens, ce que l'on n'observe pas.

Généralisant cet argument, en examinant la région beaucoup plus au Sud, on peut remarquer que si la faille de Kalmard offre un trajet courbe à concavité tournée vers l'E, le système des plis jurassiques enfermés dans cette concavité, reste parfaitement rectiligne. Il devient donc très difficile de recourber la faille de Kalmard, et s'il y a eu des changements d'orientation récents, c'est alors l'ensemble du bloc central et du bloc oriental de Kalmard qui ont pu tourner sans modification des strucrues internes.

On pourrait aussi se demander si la déviation de la faille de Kalmard, si déviation il y a eu, ne serait pas plus ancienne, par exemple contemporaine de la phase éocimmérienne. Et il faut bien reconnaître que divers faits parlent en faveur de cette hypothèse.

I) Le déplacement dextre de la zone centrale de Kalmard pendant les mouvements éocimmériens (qui décale l'anticlinal paléozoïque d'Halvan vers le NE par rapport à son prolongement S) s'accorde bien avec ce mouvement de fermeture.

2) La direction des plis du matériel paléozoïque de la zone orientale de Kalmard est NE-SW, c'est-à-dire parallèle à la faille de Kalmard, et contraste avec celle des plis NS du Jurassique. Ce matériel a donc été plissé avant le Jurassique et suivant une contrainte orientée NW-SE qui peut effectivement courber la faille de Kalmard en rotation horaire. Ces plis du Paléozoïque sont d'ailleurs légèrement déversés et chevauchants vers le SE, ce qui traduit bien une compression NW-SE.

b. - LES ANTICLINAUX

I. - L'anticlinal de Halvan

L'extrémité N de la zone centrale de Kalmard est constituée par un anticlinal composé essentiellement de sédiments carbonatés du Paléozoïque et du Trias inférieur et moyen qui forment l'ossature des reliefs et culminent à plus de 2 000 m. Il est limité à l'E par la faille de Kalmard. Le coeur de l'anticlinal est fait de terrains paléozoïques. Les plus anciens sont les schistes et grès de l'Ordovicien qui apparaissent à la faveur d'un écaillage transversal (NW-SE) de l'anticlinal.

Cet anticlinal d'Halvan possède une structure relativement complexe.

a) C'est en fait un anticlinorium d'axe N-S, car on trouve successivement d'E en W, l'anticlinal principal (à coeur Ordovicien), un synclinal à matériel jurassique (au N de Chah-e-Ali Akbar), un nouveau mais petit repli anticlinal à matériel paléozoïque.

b) Les roches carbonatées du Paléozoïque et du Trias inférieur et moyen, sont fortement fractuées suivant deux systèmes de failles, verticales ou subverticales, respectivement N I27 (NW-SE) et N 30 (NE-SW, soit la direction de la faille de Kalmard) (fig. 49).

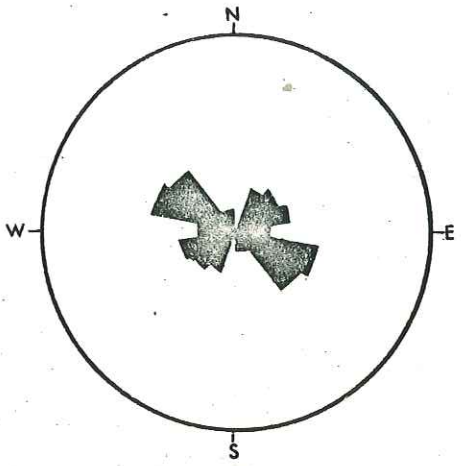


Fig. 49 - Diagramme de fréquence de failles dans l'anticlinal de Halvan

Ces failles n'affectent pas les grès du Lias et doivent être rapportées à la phase éocimmérienne. Comme ces deux réseaux ne se décalent pas mutuellement, on peut penser qu'ils sont contemporains. Mais leur angle d'intersection n'évoque pas un système conjugué de cisaillement : on peut plutôt penser à un réseau orthogonal de fissures de tension, secondairement gauchi par le coulissement dextre éocimmérien, du matériel.

Rappelons que ce coulissement est traduit pas plusieurs ondulations ou plis secondaires qui affectent les dolomies du Permien et du Trias (Kuh-e-Amir Beiki) mais non le Jurassique sus-jacent.

A la différence des autres anticlinaux de cette zone structurale, que nous décrirons plus loin, celui-ci s'ennoie rapidement vers le NE et le SW, ce qui lui donne l'aspect d'un dôme transversal à l'allongement de la zone de Kalmard.

Son âge et son mécanisme de formation ne sont pas faciles à préciser. L'âge est évidemment post-jurassique puisque le Jurassique y est impliqué, et il paraît logique d'y voir une conséquence de la phase fini-jurassique, d'autant plus que le sens des contraintes s'accorde bien avec ce que l'on sait de l'orientation de ce plissement dans le compartiment oriental.

Mais le fait qu'il est largement sectionné par la faille de Kalmard avec laquelle il fait un angle de 60° environ, montre que son développement est lié non seulement à la compression E-W de la phase fini-jurassique, mais également à un mouvement de décrochement le long de cette faille. Les ondulations de cet anticlinal ont donc la valeur de plis en échelons, obliques au décrochement.

Ce qui est plus étonnant c'est de voir ces plis en échelon s'accumuler en ce point alors qu'il serait plus logique qu'ils se disséminent le long de la faille de Kalmard. Il est possible qu'avant le développement de ces plis en échelons, il y ait eu un anticlinal plus banal, du genre de celui de Kalmard, allongé parallèlement à la zone centrale de Kalmard. Cet anticlinal aurait été entièrement repris et réorienté dans le système N-S alors que celui de Kalmard ne le serait que partiellement, à son extrémité SW (cf. Infra).

A l'appui de cette hypothèse vient peut-être le petit synclinal à noyau de Trias supérieur qui se dispose parallèlement à la faille de Kalmard, à l'W de la citerne de Mohamad (Howz Mohamad). Mais peut-être s'agit-il seulement d'une torsion du matériel de l'anticlinal de Halvan par simple effet de coulissement, comme le suggère d'ailleurs l'incurvation des failles voisines qui passent de NW-SE à NS.

2. - L'anticlinal de Kalmard

C'est la plus importante des structures anticlinales du secteur étudié (35 km de long, 7 à I5 de large). Elle montre un coeur précambrien, recouvert par des roches carbonatées du Paléozoïque et du Trias (fig. 49), qui constituent, comme dans l'anticlinal précédent, les reliefs les plus élevés. Au contraire, l'enveloppe extérieure, jurassique est de topographie plus molle et le plus souvent noyée sous les alluvions récentes.

Le flanc occidental est peu incliné et recoupé (sous les dunes du Khameh Qara Bagh) par la faille de Naini. Son flanc oriental, plus redressé, est limité par celle de Cheshmeh.

Rappelons que la série paléozoïque n'a pas exactement la même composition tout au long de la structure.

L'Ordovicien s'amincit et disparaît vers le Sud, alors que les dépôts du Carbonifère s'amincissent vers le Nord. De même le Trias existe-t-il au SW, mais non sur le flanc E, probablement par suite des érosions antéliasiques.

Si l'aspect général de la structure paraît simple, un examen plus approfondi révèle quelques complications et une certaine difficulté d'interprétation.

a) Le versant oriental montre des structures de détail complexes. Par exemple dans la région de Cheshmeh Shah, au N de Kalmard, ce flanc oriental est affecté de replis secondaires qui déterminent des reliefs aigus de forme curieuse (voir planche 4, ph. I).

A la hauteur du caravansérail de Kalmard, le flanc oriental est redressé à la verticale et se déverse même localement (voir planche 4, ph. 2). Enfin, au S de

Kalmard, dans les escarpements qui dominent Cheshmeh, on retrouve des replis compliqués où se succèdent anticlinaux et synclinaux à matériel permo-carbonifère (voir planche 4, ph. 3).

Ces plis sont en fait dysharmoniques, car ils affectent surtout le matériel stratigraphiquement supérieur au niveau gypseux du Carbonifère inférieur. Les assises plus profondes gardent une structure plus simple, c'est-à-dire leur pendage Est, plus ou moins raide, normal sur cette retombée orientale de l'anticlinal de Kalmard.

Il est possible qu'on ait là de petits plis en échelons traduisant un coulissement dextre du bloc de Kalmard le long de la faille de Cheshmeh. Une telle possibilité a déjà été évoquée à propos de l'anticlinal d'Halvan.

b) L'axe de l'anticlinal est courbé. Au Sud, il est pratiquement N-S, au Nord, il devient NE-SW, c'est-à-dire parallèle à la faille de Kalmard. L'interprétation de cette déviation est assez difficile, et mérite discussion.

L'anticlinal de Kalmard est postérieur au Jurassique qui y est impliqué. On peut donc penser qu'il a été formé lors de la phase fini-jurassique dont les plis sont N-S.

Une première hypothèse consiste à supposer qu'il y a eu une seule phase de plissement, mais que le développement du pli anticlinal a été perturbé par un obstacle profond, par exemple une masse intrusive (il existe une pointement de granodiorite au Kuh-e-Rhadar qui montre que la faille de Kalmard est peut-être jalonnée en profondeur par des masses intrusives plus importantes).

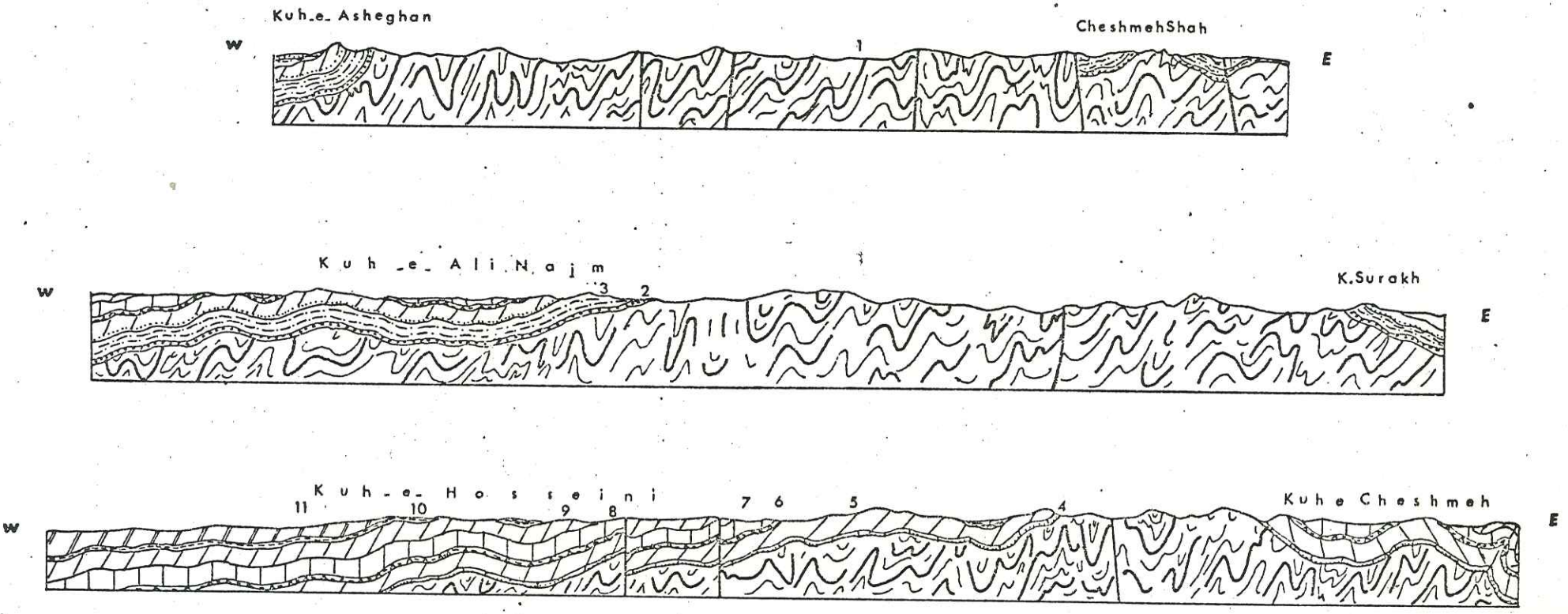
Une deuxième hypothèse consiste à supposer l'existence d'un décrochement transversal de l'anticlinal, entre Darin et Shah Kamali, décrochement difficile à suivre dans les schistes du Précambrien, mais qui est connu au NE de la dernière localité, parce qu'il vient en contact avec les calcaires carbonifères.

Le jeu de ce décrochement serait lié aux mêmes contraintes que celles qui ont donné naissance à l'anticlinal.

Une troisième hypothèse, fait intervenir deux phases de plissement. La première édifie les plis NS à la fin du Jurassique. L'autre est plus tardive et donne des plis NE-SW parallèle à la faille de Kalmard qui est alors transformée en faille légèrement chevauchante vers l'E, c'est-à-dire dans le même sens que celui où se déversent les plis. Cette hypothèse s'accorde mal avec le fait que le faisceau des plis NS de la zone orientale ne montre aucune trace de déviation.

Une quatrième hypothèse fait toujours intervenir deux phases de plissement, mais elle suppose que la phase fini-jurassique édifie les plis NE-SW, et que c'est un coulissement ultérieur du compartiment le long de la faille de Kalmard qui édifie les plis d'axe NS. Cette explication exige un coulissement dextre, c'est-à-dire analogue à celui du mouvement éocimmérien, qui aurait donc pu rejouer plus tardivement, après

Fig. 49 : Coupes structurales schématiques sur l'anticlinal de Kalmard montrant la couverture du Paléozoïque sur le socle précambrien.



la fin du Jurassique. Cette explication s'accorderait assez bien avec les plis dysharmoniques d'axe NS observés sur la bordure orientale de l'anticlinal de Kalmard, au N comme au S du caravansérail du même nom, ainsi qu'avec le pli anticlinorium de Halvan, également N.S, et manifestement lié à la faille de Kalmard.

Cette quatrième explication paraît pour l'instant la plus plausible.

3. - Anticlinal de Rahdar-Gachâl

C'est le plus long et le plus étroit de ceux décrits dans ce chapitre. Il s'agit encore d'un pli dissymétrique, tourné vers le SE, et coincé, au moins dans son extrémité SW entre les failles de Kalmard et Cheshmeh. Nous avons dit que la première, qui le limite au SE, est légèrement chevauchante dans cette même direction qui est également celle de la dissymétrie du pli. Elle est également jalonnée de deux petites batholites granodioritiques précambriens.

Les sédiments les plus anciesn sont les schistes et les grès de l'Ordovicien qui affleurent à son extrémité NE (Kuh-e-Rahdar).

Du N au S cet anticlinal montre successivement :

- le long et étroit monoclinal du Kuh-e-Rahdar, où le mouvement anticlinal ne se lit que brièvement et à l'extrême pointe NE ;
- l'anticlinal de Bakhshi, à coeur granodioritique ;
- l'anticlinal déversé de Gachal, à flanc inverse bien conservé (voir planche 5). C'est dans celui-ci que la structure anticlinale est la plus lisible. Cette structure est un peu compliquée par les gypses du Carbonifère inférieur qui affleurent au coeur en une sorte de diapir qui replisse dysharmoniquement les calcaires et les dolomies immédiatement sus-jacents du Permien.

Cet anticlinal montre un net plongement de son axe vers le S, puisque, après les granodiorites précambriennes, son coeur montre successivement le Dévonien supérieur, le membre B du Carbonifère, et enfin, tout à fait au S, le membre C du Carbonifère (anticlinal de Gachâl).

L'âge de cet anticlinal n'est pas établi avec certitude. Il est post jurassique puisque le Jurassique y est impliqué. On peut admettre, au moins provisoirement, qu'il a été édifié par la phase fini-jurassique, conformément à l'hypothèse 4, développée au paragraphe précédent.

Au N de Godar-e-Gachâl, une sorte de décrochement diffus de l'axe du pli, accompagné d'une réorientation NS de son extrémité S pourrait s'expliquer par une coulissement dextre le long de la faille de Kalmard, comme pour l'anticlinal de ce nom le long de la faille de Cheshmeh.

D. - CONCLUSION

La région étudiée est essentiellement caractérisée par une tectonique de socle : les différents compartiments sont limités par des failles et jouent les uns par rapport aux autres le long de ces dernières, soit verticalement, soit en cisaillement latéral (décrochement). Souvent le jeu de ces blocs est un jeu de bascule, c'est-à-dire qu'une partie s'enfonce pendant que l'autre se soulève (I). A la surface de chacun de ces compartiments, ces mouvements se traduisent par des lacunes, des discordances, des variations d'épaisseur et de faciès (pour ce qui est de mouvements verticaux), des plis en échelons, des plis d'entraînement obliques aux grands accidents (pour ce qui est des mouvements de cisaillement).

Les époques où l'on peut déceler un véritalbe plissement sont bien déterminées : le Trias supérieur, le début du Crétacé, et, dans certains autres cas, le Tertiaire. A ce moment là une compression, en général proche d'E-W, peut plisser la surface totale d'un compartiment, mais le champ des contraintes provoque aussi des coulissements ou des rotations de blocs, et on peut observer d'importantes variations de la direction des plis, puisqu'ils peuvent arriver à être orthogonaux.

Un fait est frappant quand on considère l'ensemble de cette évolution : malgré la tectonique de socle et le jeu de toutes ces failles, on ne connait pas de volcanisme ni de plutonisme après le Précambrien dans la région étudiée, alors que ces phénomènes abondent plus à l'E, dans toute la région comprise entre Dasht-e-Lut et Ganabad.

De même, si l'on excepte le cas particulier de la plaine de Tabas qui est un bloc effondré dans des conditions qui ne sont pas encore très claires, on ne connait pas de structures de distension, comme par exemple les sillons à futurs "Coloured Melange" dont les plus proches affleurent beaucoup plus au N (Torbat-e-Hayderi) ou à l'W (Naïn).

Cette constatation s'accorde d'ailleurs assez bien avec le manque de volcanisme.

La région étudiée revêt de ce fait une signification assez particulière : il s'agit d'un ensemble de blocs allongés, séparés par des décrochements le long desquels ils coulissent, et qui enveloppent la région ovoïde du Lut au sens large. Ce faisceau de lanières est étroitement adjacent au moyau de Lut et constamment appliqué contre lui. C'est sans doute la raison pour laquelle il n'y a pas possibilité de distension et pas de volcanisme.

(I) Ces mouvements ont dû être lents car on n'observe jamais de brèches dans les séries.

Celui-ci semble au contraire caractériser le bloc du Lut presque entièrement recouvert d'Eocène volcanique et d'intrusions subvolcaniques (G. Conrad et al.). Sa forme en ovoïde s'accorde assez mal avec une zone de distension. On peut se demander, suivant une suggestion de J. Debelmas, si le calibrage de ce bloc du Lut ne moulerait pas une sorte d'intumescence du manteau supérieur, dont le haut flux thermique alimenterait sans cesse le volcanisme, et dont la croissance en profondeur repousserait progressivement les auréoles vers l'extérieur, entraînant le régime de compression et de cisaillements latéraux qu'on y observe. Cette région est malheureusement trop mal connue du point de vue géologique comme du point de vue géophysique pour que l'on puisse aller plus loin dans cette hypothèse.

Un autre fait qui mérite d'être examiné est que le faisceau de plis de Kalmard, de direction générale relativement NS malgré sa concavité vers l'E, se situe sur un alignement privilégié de l'Iran, alignement qui coupe en deux le pays depuis l'Oman jusqu'à Doruneh et que Gansser a désigné sous le nom de ligne d'Oman.

Ce linéament NS sépare des ensembles structuraux complètement différents (voir Stocklin, I968, p. I 253-I 255). Dans notre région c'est la chaine de Shotori qui marquerait ce linéament, sous la forme d'une zone d'écrasement séparant le bloc du Lut s. str. du bloc de Tabas. L'origine de ce linéament remonte probablement au Précambrien.

Dans ces conditions, la région que nous venons d'étudier en constituerait la marge W. Les grandes failles longitudinales de Kalmard, qui sont également d'origine précambrienne en seraient des satellites, et l'on comprend dès lors beaucoup mieux leur importance dans le contrôle de l'évolution géodynamique de cette région.

\+

\+ \+

Il parait difficile, dans le cadre relativement limité de ce travail, de tirer des conclusions valables des quelques considérations qui précédent. Trop d'inconnues demeurent encore dans la véritable signification du Lut d'une part, et du linéament d'Oman d'autre part. Il faudrait également pouvoir disposer de données géophysiques qui manquent totalement.

Revenant à la région étudiée, nous dirons pour conclure qu'elle constitue un magnifique exemple de plate-forme fracturée du fait de sa position en marge d'une "masse médiane" prise entre des chaines alpines. Toute son histoire est commandée par un jeu de blocs dont les composantes verticales sont les plus évidentes car elles ont des actions directes sur les faciès et les épaisseurs des séries, mais dont les composantes horizontales, plus mal connues, sont peut-être les plus importantes.

De la Mer Rouge à l'Inde, c'est toute la bordure asiatique qui se craquèle suivant le mouvement d'expansion de la ride médio-indienne -ride de Carlsberg-. Ce craquèlement fait rejouer de vieilles sutures précambriennes, et la mosaïque des blocs qu'elles délimitent se met en mouvement, donnant à l'ensemble une certaine souplesse, une certaine possibilité d'adaptation aux nouvelles contraintes. Nous sommes encore

loin de connaître toutes les modalités de ces mouvements. C'est région par région qu'il faut les étudier, et en utilisant des arguments différents suivant leur dynamique propre. A Kalmard, c'est la stratigraphie qui a été notre fil directeur. Ailleurs (Lut, et plus généralement tout ce qui à l'E de la ligne d'Oman) c'est probablement le volcanisme qui peut traduire de profond bouleversements de la croûte tiraillée par la dérive indienne. Enfin, les séismes nous offrent aussi d'intéressantes perspectives (voir A. Gansser, I969), encore insuffisamment développées dans le cadre des théories modernes.

La région étudiée ne montre ni volcanisme, ni séismes. Cette absence mériterait une explication qui n'apparait pas encore très clairement. Par contre, par les précisions qu'apporte sa série stratigraphique, elle peut servir de modèle pour l'analyse du comportement d'une plate-forme prise dans un mouvement de translation où se juxtaposent, dans le temps et l'espace, des mouvements de distension, de compression et, surtout, de coulissement.

Planche I

I - Plis synschisteux de la phase assyntique dans le Précambrien du coeur de l'anticlinal de Kalmard.

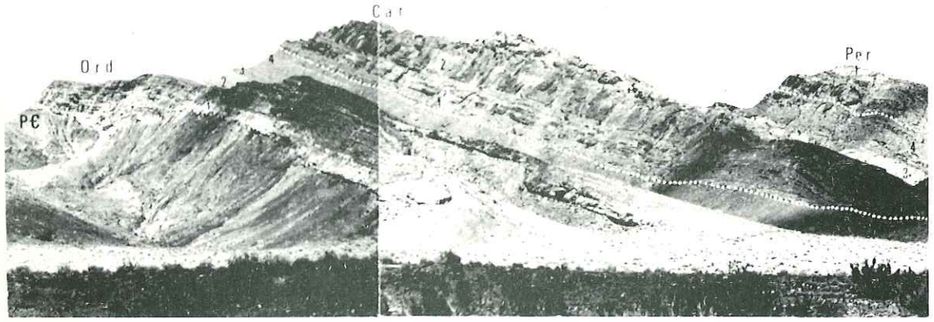
2 - Transgression du Paléozoïque (Ordovicien inférieur à Permien) sur la formation de Kalmard (Précambrien) au Kuh-e-Shah Kamali.

PC : Précambrien
Ord : Ordovicien inférieur
I - Unité A
2 - Unité B
3 - Unité C
4 - Unité D
Car : Carbonifère inférieur
I - Membre A
2 - Membre B
3 - Membre C
4 - Membre D
Per : Permien
I - Membre A

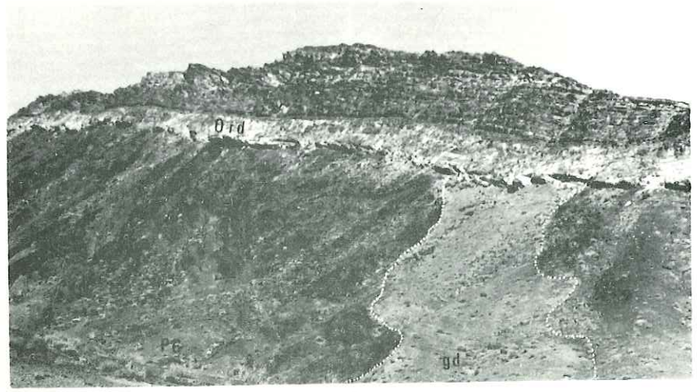
3 - Transgression de l'Ordovicien inférieur (avec quartzite de base claire) sur le socle précambrien. On distingue dans celui-ci des schistes (teinte sombre) et une bande de granodiorite de même âge (teinte claire).

P1

1



2



3

Planche 2

I - Les trois transgressions successives du Paléozoïque sur la marge Ouest de la faille de Kalmard (versant Est du Kuh-e-Rahdar).

Gr : Granodiorite du Précambrien recouvert par le quartzite transgressif de l'Ordovicien.

Ord : Ordovicien inférieur

Dev : Dévonien supérieur transgressif sur l'Ordovicien

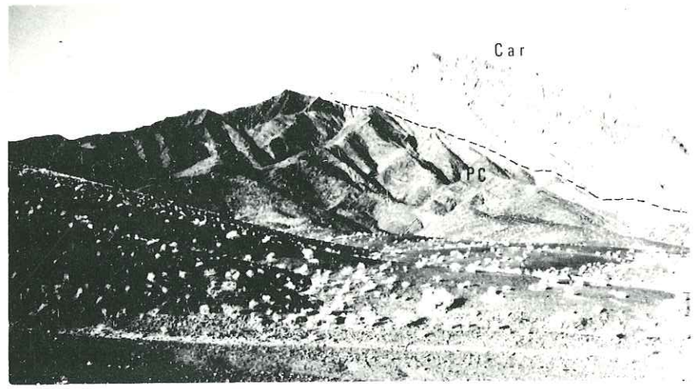
Car : Carbonifère inférieur transgressif sur le Dévonien supérieur

2 - Transgression du Carbonifère inférieur sur les schistes du Précambrien au Kuh-e-Ahaki.

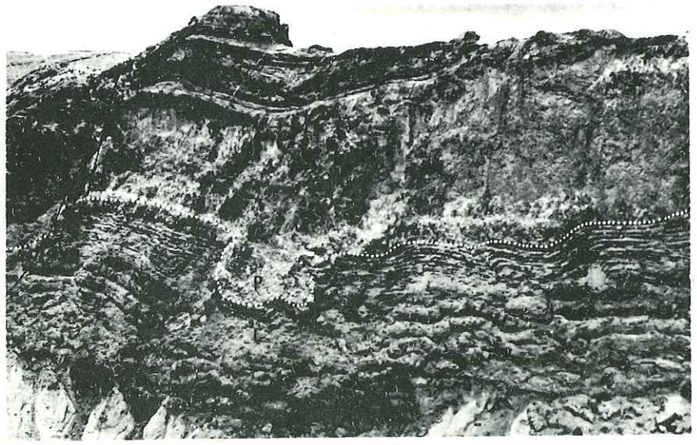
3 - Transgression du Permien inférieur (membre A) sur le quatrième membre de la formation de Gachâl (carbonifère inférieur) - Versant Ouest de Kuh-e-Bakhshi.

P 2

1



2



3

Planche 3

I - Transgression du Trias sur les schistes et les granodiorites du Précambrien sur la marge Ouest de la faille de Naini (zone Occidentale).

Gd : Granodiorite du Précambrien

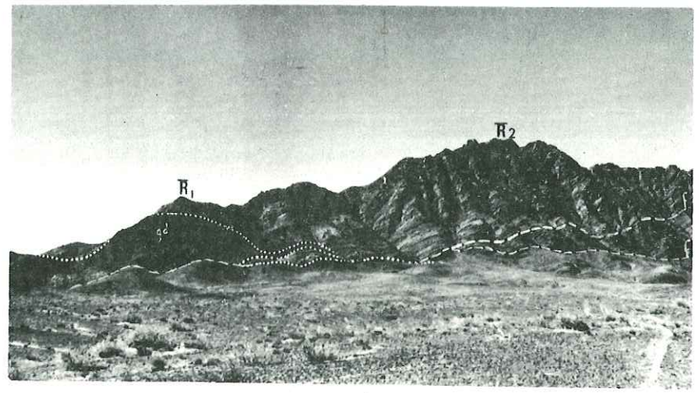
Tr I: Trias inférieur

Tr 2: Trias moyen

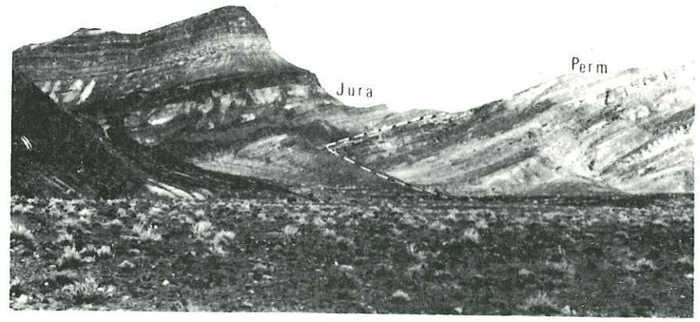
2 - Transgression du Lias sur le deuxième membre de la formation de Khan (Permien) sur le versant Ouest du Kuh-e-Rahdar.

3 - Photo aérienne montrant la transgression du Crétacé supérieur (K) (Maestrichtien) presque horizontal sur les séries du Jurassique supérieur (J), au Sud de la région étudiée. Cette disposition démontre l'âge anté-maestrichtien des plis N-S de la zone orientale de Kalmard.

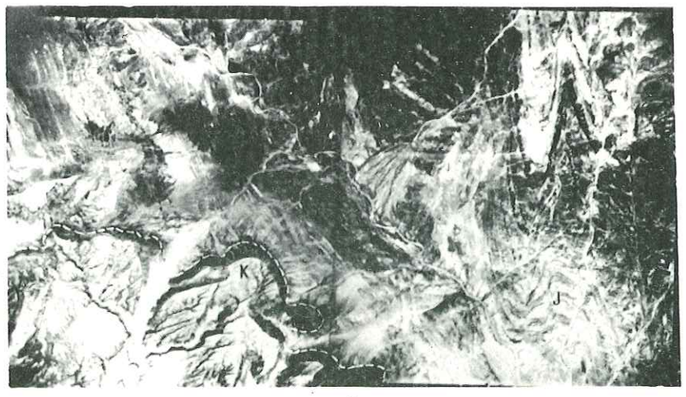
P_3



1



2



3

Planche 4

Complications tectoniques du versant Est de l'anticlinal de Kalmard.

I- Replis secondaires formant des reliefs aigus au Kuh-e-Cheshmeh Shah (Sud de Jafaru).

2 - Redressement et renversement local du flanc oriental de l'anticlinal de Kalmard au Kuh-e-Madbeiki

3 - Replis compliqués au Kuh-e-Cheshmeh Khajeh Hassan où se succèdent anticlinaux et synclinaux à matériel permo-carbonifère.

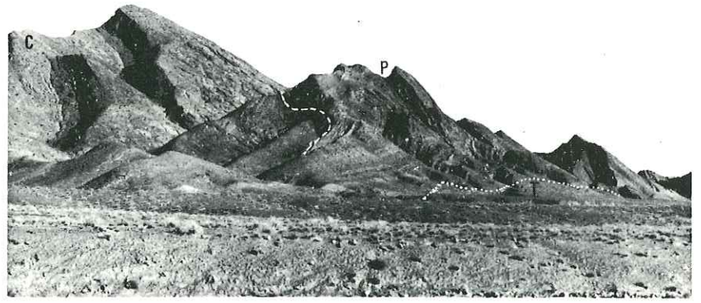
C : Carbonifère

P : Permien

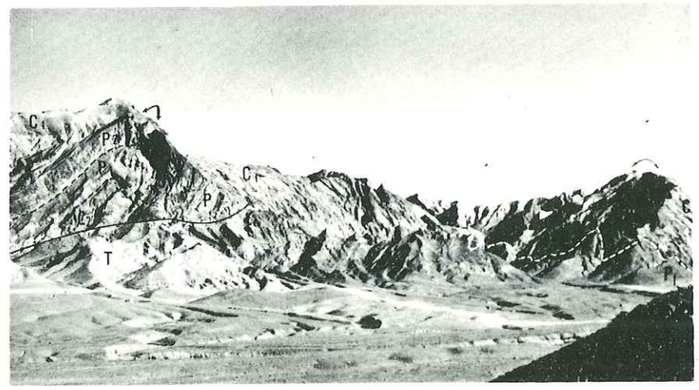
T : Trias moyen

P_4

1



2



3

Planche 5

I - Accumulation de gypse du carbonifère inférieur (membre C) au coeur de l'anticlinal de Gachal et son rôle sur le déversement du flanc Est de cette structure.

C - Carbonifère

C2 : Membre B (Dolomie)

C3 : Membre C (Gypse et schistes)

C4 : Membre D (Calcaire)

PI : Permien inférieur (calcaire à Fusulines)

P2 : Permien supérieur (calcaire à Brachiopodes)

2 - Flanc Est de l'anticlinal de Kalmard. A gauche de la photo, le Carbonifère inférieur repose sur le Précambrien avec un pendage de 30° environ. Au milieu de la photo, le marne gypsifère du Carbonifère apparait en blanc. Il provoque le déversement vers l'Est du Permien (à droite de la photo).

3 - Diminution d'épaisseur du niveau gypseux du Sud au Nord à la limite du calcaire de Nar et du calcaire à Pectens dans le "Sillon bordier" de la zone orientale de Kalmard (voir p I47).

I - Calcaire à Pectens

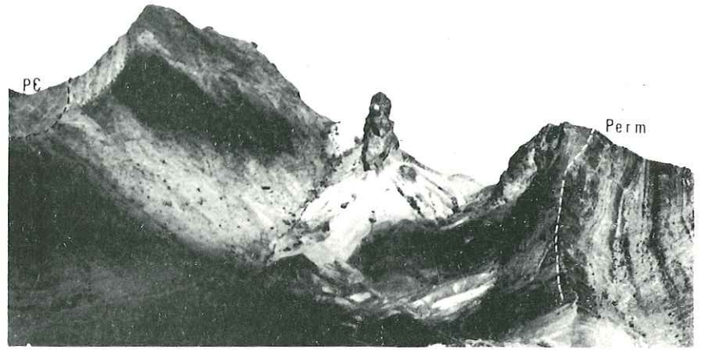
2 - Niveau gypseux à la base du calcaire de Nar

3 - Calcaire de Nar

4 - Gypse de Magou

P_5

1



2

3

Planche 6

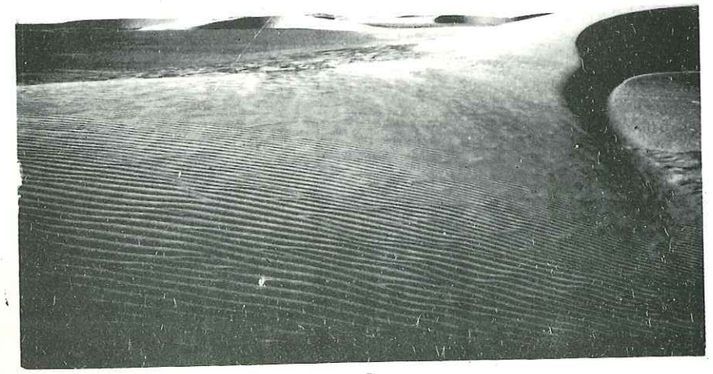
I - Vastes cônes d'épandage alluviaux (Dasht) habituels dans la région désertique de la zone centrale de Kalmard.

2 - Terras ses alluviales récentes creusées artificiellement par des berges comme abris pour les moutons et les chèvres.

3 - Dunes de type barkhane au bord Sud du Grand Kavir (NE de Robat-e-Khan).

1

2

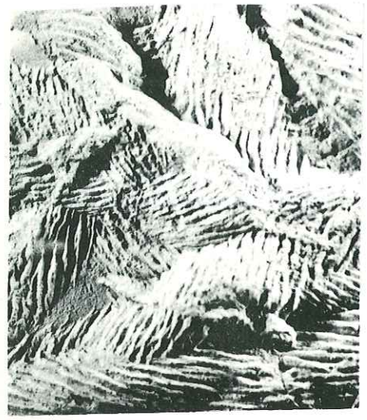


3

Planche 7

I - Cruziana sp.	Ordovicien
2 - Marginatia vaughani M. Wood	Carbonifère
3 - Syringothris sp.	Carbonifère
4 - Juresania sp.	Permien
5 - Dictyoclostus sp.	Permien
6 - Gruenewaldia cf. decussata (Munster)	Trias supérieur
7 - Dimorphastraea cosmanni Koby	Toarcien-Bajocien
8 - Discocoenia baimes (ch. et Dewalgue)	Toarcien-Bajocien
9 - Choffotia (Choffatia) gr. vicenti, praecuisor Mangold	Bathonien-Supérieur
IO - Montliveltia truncata de Fromentel	

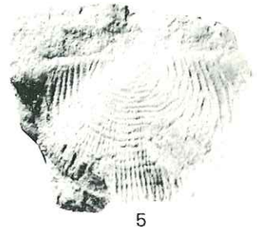
P 7

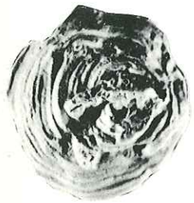

1

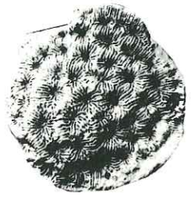
2

3

4


5

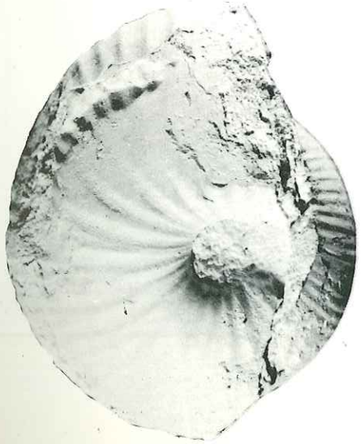

7


7'

6

8

8


9

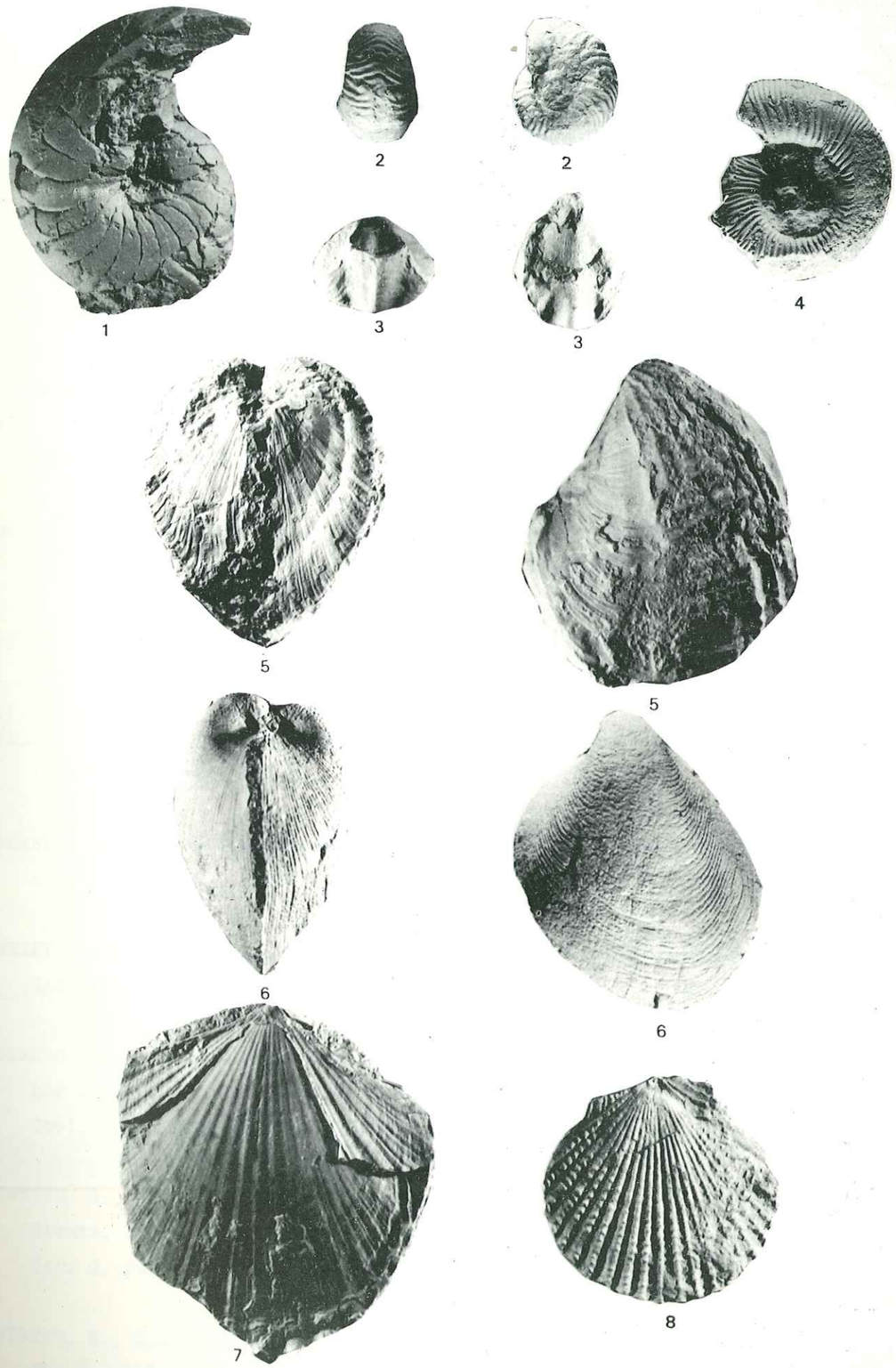
10

9

Planche 8

I - Cenoceras sp.	Bathonien supérieur
2 - Rugiferite augulicostatu (Liss)	Bathonien supérieur
3 - T. Kutchithyris sp.	Bathonien supérieur
4 - Choffatia (Choffatia) sp.	Bathonien supérieur
5 - Phola domya ambigua Sowerby	Jurassique supérieur
6 - Ceratomya sp. Aff. rostrata Douvillé	Jurassique supérieur
7 - Chlamys (Radulopecten) fibrosus (Sow)	Jurassique supérieur
8 - Chlamys gr. dewalquei Oppel	Jurassique supérieur

P8



BIBLIOGRAPHIE

AFSHAR-HARB, A., I969. History of oil exploration and brief description of the Sarakhs area and the anticline of Khangiran : Iran. Petrol. Inst. Bull., N° 37 (in Persian)

AHMADZADEH, M, I97I - Stratigraphische und paleontologische Untersuchungen im Unter Karbon des zentral Elburz (Iran), Clausthaler Geol. Abh. 7, PP I-I64

ALAVI, M, et al., I968 -Geology of western part of Takab Quadrangle : Geol. Survey Iran. Geol. note n° 49, with map I/I00 000, 9I p.

ALAVI NAINI, M, I97I -Etude géologique de la région de Djam (N de l'Iran Central) Thèse, France, Lyon, 4I0 p.

ALAVI M., BOLOURCHI M.H., I973 - Explanatory texte of the Maku Quandangle MAP I. : 250 000. Geol. surv. Iran. Geol. Quadrangle n° A I.

ALLENBACH P., I966 - Geologie und petrographie des Damavand und seiner Ungebung (Zentral Elburg), Iran. Thèse n° 3885, Zürich, I45 p.

ARKELL, W.J., I956 - Jurassic geology of the World : London (Olivier E Boyd). 806 m., 46 pls., I0I fig.

ASSERETO, R., I963 - The Paleozoic formations in Central Elburz (Iran) (Preliminary note). Riv. Ital. Paleont. Stratigr., Milano, vo. LXIX, n° 4, p. 503-543.

ASSERETO, R., I966 - The Jurassic Shemshak formation in Central Elburz (Iran), Riv. ital. Paleont. Stratigr., Milano, vo. LXXII, n° 4, p. II33-II82.

ASSERETO, R., I966 - Explanatory Notes on the Geological map of Uper Djadjerud and Lar Valleys (Central Elburz, Iran), scale I/50 000, with explanatory notes. Ist. Geol. Univ. Milano, Publ., n° 232, sér. G. 86 p.

ASSERETO, R., I966 b. Geological map of upper Djadjerud and Lar Valleys (Central Elburz. Iran) scale I/50 000, with explanatory notes : Geol. Inst. Univ. Milano, Ser. G, publ. 232, 86 p., 4 fig., 2 tbls., 2 maps.

ASSERETO, R., BARNARD, P.D.W., FANTINI SESTINI, N., I968 - Jurassic stratigraphy of the Central Elburz (Iran). Inst. Geol. Univ. Milano, sér. G., Publ. n° 252, p. 2I.

BAILEY, E.B., JONES, R.C.B. and ASFIA, S., I958 - Notes on the geology of the Elburz moutains, north-east of Tehran, Iran. Q.J. Geol. Soc. Lond., vol I04, pt. I, n° 4I3, p. I-42.

BARNARD, P.D.W., I965 - The geology of the upper Djadjerud and Lar Valleys (North Iran). II. Paleontology. Flora of the Shemshak Formation. Part I. Liassic plants from II68, 7 fig., 5 pls.

BERBERIAN, M., I973 - Reconstruction of the post-Neagene (Quaternary) stress field operative on conjugate shear faults (Strike slip) of Shotori Range, 8 p., I fig.

BOBEK, H., I959 - Features and formation of the Great Kawir and Masileh : Univ. Teheran, Arid Zone Research Centre pub.) N° 2, 63 p., 6 fig., I6 pls, I map.

BOLOURCHI, M.H., PELISSIER, I967 - Metamorphic complex of the East Takab Quadrangle. Geol. Surv. Iran, internal rept.

BOZORGNIA, F., I973 - Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of Central and East Alborz Mountains, Iran. N.I.O.S. Geol. Lab. Publ. n° 4.

CLAPP, F.G., I940 - Geology of eastern Iran. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 5I, n° I, pp. I-I0I.

CARTIER, E.G., I97I - Die Geologie des unteren Chalus Tals Zentral Alborz (Iran). Univ. Zürich, I34 p.

CONRAD, G. CONRAD, J. GIROD, M., I97I - Données sur le volcanisme Tertiaire et Quaternaire affectant le Bloc du Lout et les monts de Kerman (Iran Oriental). Berger-Levrault, Nancy, 788468-9-7I - T.A.P. 36-37

DAVOUDZADEH, M., SEYED EMAMI, K., and AMIDI, M., I969 - Preliminary note on a newly discovered Triassic section northeast of Anarak. (Central Iran) with some remarks on the metamorphism in the Anarak region : Geol. Survey Iran, note n° 5I, 23 p.

DAVOUDZADEH, M., SEYED EMAMI, K., I972 - Stratigraphy and paleontology of the Triassic Nakhlak Group, Anarak region, Central Iran. Geol. Surv. Iran. Rept. n° 28.

DEDUAL, E., I967 - Zur Geologie des mittleren und untern Karaj-Tales, Zentral- Elburz (Iran) : Dissertation, Zürich, I23 p.

DIDON, J., GEMAIN, Y.M., I975 - Geologie de la region de Sabalan (Unpublished).

DELLENBACH, J., I964 - Contribution à l'étude géologique de la région située à l'Est de Téhéran, Iran : Ph. D. Diss., Univ. Strasbourg, II7 p.

DIETRICH, W.O., I937 - Ordoviz in Nordwest Iran : Zentralbl, Min, etc. Abt. B.v. IO. pp. 40I-404.

DIMITRIJEVIC, M.D., I973 - Geology of Kerman Region. Institute for Geological and Mining Exploration and Investigation of Nuclear and Other Mineral Raw Materials. Report n° YU/52.

DOUGLAS, J.A., I929 - A marin triassic fauna from eastern Persia : Quart. Journ. Geol. Soc., London, vol. 85, pt. 4, n° 340, pp. 624-650.

DOUGLAS, J.A., I950 - The Carboniferous and Permien faunas of South Iran and Iranien Baluchestan : Palaeont. indica. n.s., v. 22, n° 7, 57 p.

FANTINI-SESTINI, N., I965 - The geology of the upper Djadjerud and Lar Valleys (north Iran) ; II. Paleontology, Brachiopods from Dorud Formation : Riv. ital. Palaeontol. Stratigr., vol. 7I, n° 3, pp. 773-787.

FURON, R., I94I - Géologie du plateau iranien (Perse, Afghanistan, Béloutchistan) : Mém. Mus. Natn. Hist. Natur., n.s., v. 7, fasc. 2, pp. I77-4I4, 58 fig., 8 pls., I map.

GANSSER, A., I955 - New aspects of the geology in Central Iran (with discussion) : World Petrol. Conge, 4th, Rome, sec.I, pp. 278-330, abs. I955. Petrol. Times, vol. 59, n° I506, p. 334, abs.

GANSSER, A., and Huber, H., I962 - Géological observations in the Central Elburz, Iran : Schweiz, miner.petrogr. Mitt., vol. 42, n° 2, pp. 583-630.

GANSSER, A., I969 - The large earthquates of Iran and their geoligical France, Ecl. Geol. Helv. 62, p. 443-466.

GLAUS, M., I964 - Trias und Oberperm im zentralen Elburz (Persien) : Eclogae geol., Helv., vol. 57, n° 2, pp. 497-508.

GLAUS, M., I965 - Die Geologie des Gebietes nördlich des Kandevan-Passes (Zentral Elburz) ; Iran : Mitt. geol. Inst. eidg. tech. Hochsch. Univ. Zürich, N.F. 48, I65 p.

GEOLOGICAL SURVEY OF IRAN. Geological Quadrangle map of Iran, scale I/250 000

Sheets Yazd, Ardekan, Ferdows, and Kashmar with explanatory texts.

HADJIAN, J., I970 - Géologie de la région de Tafresh, Iran. Thèse, France, Lyon n° 664, 295 p., I38 fig., 6 tableaux, I map.

HAGIPOUR, A. and C. PELISSIER, I968 - Geology of the Posht-e-Badam-Saghand area (East-Central Iran) : Geol. Survey Iran, Geol. Note n° 48, I44 p., 5I fig., 3 pls., maps (unpublished).

HAGIPOUR, A., I974 - Etude géologique de la région de Biabanak-Bafq (Iran Central). Thèse d'état Univ. Grenoble, France.

HARRISON, J.V., I930 - The Geology of some salt plugs in Laristan (Southern Persia) : Quart. Journ. Geol. Soc., London, vol. 86, pt. 4, n° 344, pp. 463-522.

HARRISON, J.V., TAITT, A.H., I930 - Geological Sketch Map of part of Laristan (Southern Persia) : Quartz Journ. Geol. Soc., London, vol. 86.

HEDIN, S., I9I8-I927 - Eine Routenaufnahme durch Ostpersien : Stockholm (Generalst. Lit. Anst.), vol. I (I9I8) I39 p., vol. 2 (I927) 548 p., numerous pls.

HUBER, H., and STOCKLIN, J., I954 - Hojedk Coalsurvey. National Iran Oil Co., Geol. Report II6 (non publié).

HUCKRIEDE, R., KURSTEN, M., et VENSLAFF, H., I962 - Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). Beih. Geol. Jb., Hannover, vol. 5I, p. I-I97.

JAME, G.A., et WYND, J.G., I965 - Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement area. Amer. Ass. Petrol. Geologists Bull, New-York, vol. 49, n° I2, p. 2I82-2245.

LORENZ, G., I964 - Geologie des Oberen Karakj-Tales (Zentral-Elburz, Iran) : Ph. D. Diss., Univ. Zürich, II3 p.

MOHAJER-ASHJAIA, H. BEHZADI and M. BERBERIAN, I975 - Reflections on the Rigidity of the Lut Block and Recent Crustal Deformation in Eastern Iran, Tectonophysics, 25, 28I-30I.

MORTAN, D.M., I959 - The geology of Oman : Proc. 5th Word Petrol. Congr., New-York. Sect. I, paper II, pp. I-I4, 6 fig.

NATIONAL IRANIAN OIL COMPANY, I959 - Geological map of Iran. scale I/250 000, with explantory notes : Tehran. I9 p., 4 tbls., 2 fig. I map.

POLIANSKY, B. and D. SAFRONOV, I973 - Subdivision of Triassic and Jurassic Deposits of the Kerman Region. Jaur. Steel plan. 8 p.

PILGRIM, G.E., I968 - The geology of the persien Gulf and adjoining positions of Persia and Arabia. Mem. Geol. Surv. India. Vol. 3I.

RAZZAGHMANESH, G., I968 - Die Kupfer Blei-Zink-Erzlagerstätten von Taknar und ihr geologischer Rahmen (Nordost-Iran). Thesis Rhein-Westph. Teckn. Hochsch. Aachen, I30 p.

RUTTNER, A., NABAVI, M., HADJIAN, J., I968 - Geology of the Shirgesht area (Tabas area, East Iran) : Geol. Survey Iran, Rept. n° 4, II3 p.

RUTTNER, A., NABAVI, M., ALAVI, M., I970 - Geology of the Ozbak-Kuh Mountains (Tabas area, East Iran) : Geol. Survey Iran, Rept. n° 5 with map I/I00 000.

SEYED-EMAMI, K., I967 - Zur Ammoniten-Fauna und stratigraphie der Badamu-Kalke bei Kerman, Iran (Jura, oberes Untertoarcium bis mittleres Bajocium) : Thesis Ludw. Maxim. Univ. Munich, I80 p. I5 pls.

SEYED-EMAMI, K., I97I- The Jurassic Badamu Formation in the Kerman region with some remarks on the Jurassic stratigraphy of Iran : Geol. Surv. Iran Rept., N° I9, p. I-80, I5 Pls.

SEYED-EMAMI, K., I97I - A summary of the Triassic in Iran : Geol. Surv. Iran Rept. n° 20, p. 4I-53.

SEYED-EMAMI, K., BRANIS, A., and BOZORGNIA, F., I97I - Stratigraphy of the Cretaceous rocks southeast of Estahan : Geol. Surv. Iran Rept. n° 20, p. 5-40.

SEYED-EMAMI, K., BOZORGNIA, F., EFTEKHAR-NEZHAD, J., I972 - Der erste sichere Nachweis von Valangiemen im nördlichen Zentral Iran : N.Jb. Geol. Pal. Mh. H.II.

STAHL, A.F., VON, I9II - Permien : Hndbch. Reh. Geol. vol. 5, pt. 6, n° 8, p. I-46.

STEIGER, R., I966 - Die Geologie der West-Firoz-Kuh-Area (Zentralelburz Iran) : Mitt. geol. Inst. eidg. tech. Hochsch. Univ. ZÜrich, N.F. 68, I45 p.

STEPANOV, D.L., I967 - Carboniferous stratigraphy of Iran : unpublished manuscript. 29 p., I tbl., Geol. Survey Iran Library.

STEPANOV, D.L., GOLSHANI, F., and STOCKLIN, J., I969 - Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran : Geol. Surv. Iran, Rept. I2, Téhéran, 72 p.

STOCKLIN, J., I96I - Lagoonal formations and salt domes in East Iran : Iran Petrol. Inst. Bull., n° 3, pp. I-27, IO fig.

STOCKLIN, J., I96I - Geology of the North West Lut area (Iran). N.I.O.C., Geol. Rep. 234.

STOCKLIN, J., RUTTNER, A., and NABAVI, M., I964 - New data on the Lower Paleozoic and Pre-cambrian of North Iran : Geol. Surv. Iran Rept. n° I, 29 p.

STOCKLIN, J., NABAVI, M., and SAMIMI, N., I965 - Geology and mineral resources of the Soltanieh Mountains (Northwest Iran) : Geol. Surv. Iran Rept. n° 2, 44 p.

STOCKLIN, J., and M.H. NABAVI (Compiters), I970 - Boshruyeh Quadrangle map. scale I/250 000 with explanatory text : Geol. Survey Iran. Geo. Quadrangle J7.

STOCKLIN, J., I97I.- Stratigraphie lexicon of Iran, part I : Central, North and East Iran. Geol. Surv. Iran. rept. n° I8.

STOCKLIN, J., EFTEKHAR-NEZHAD, J., and HOUCHMAND-ZADEH A., I972 - Central Lut reconnaissance, East Iran, Geol. Surv. Iran rept. n° 22.

TAKIN, M., I972 - Iranian geology and continental driff in the Middle East, Nature 235, p. I47-I50.

TARAZ, H., I969 - Permo-Triassic Section in Central Iran : Amer, Asso. Petrol. Geologists Bull. Tulsa, vol. 53, n° 3, p. 688-693.

TARAZ, H., I972 - Geologie de la région surmag -Deh-Bid (Iran Central). Thèse, France, University Orsay, 222 p.

THIELE, O., et al., I968 - Explanatory text of the Golpayegan Quadrangel Map, I/250 000. Geol. Surv. Iran, Geol. Quad. Map. E-7, 24 p.

VATAN, A., et YASSINI, I., I969 - Les grandes lignes de la géologie de l'Elbourz Central dans la région de Téhéran et la plaine de la Caspien. : Rev. Inst. Fr. Pétrole, vol. XXIV m n° 7-8, pp. 84I-I006.

VALEH et al. - Explanatory texte of the Ardakan Quadrangle map (Western part.). Geol. Surv. Iran Quadrangle report, in prep.

WALLISER, O.H., I966 - Preliminary notes on Devonian, Lower and Upper Carboniferous goniatites in Iran ; in contributions to the paleontology of East Iran : Geol. Survey Iran, Rep. n° 6, pt. I, pp. 7-24, 7 fig., 4 pls.

WELLMAN, H.W., I965 - Active Wrench Faults of Iran, Afghanistan and Pakistan. Geologische Rundschau, Bd. 55, p. 7I6-735.

ZAHEDI, M., I97I - Etude géologique de la région de Soh (W de l'Iran Central) : Thèsis, Univ. Lyon, 278 p.

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 4 juillet 1975

Le Président de la thèse

VU, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Institut
National Polytechnique

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale