



HAL
open science

Les zones de décrochement et les virgations structurales en Iran . Conséquences des résultats de l'analyse structurale de Qom.

M. Nogole Sadate

► To cite this version:

M. Nogole Sadate. Les zones de décrochement et les virgations structurales en Iran . Conséquences des résultats de l'analyse structurale de Qom.. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1978. Français. NNT : . tel-00548221

HAL Id: tel-00548221

<https://theses.hal.science/tel-00548221>

Submitted on 20 Dec 2010

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.

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

THESE

présentée à

l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble
pour obtenir le grade de Docteur de Spécialité
Géologie Appliquée

par

M.A.A.NOGOLE-SADATE

Géologue au Service Géologique de l'Iran

**LES ZONES DE DECROCHEMENT ET LES
VIRGATIONS STRUCTURALES EN IRAN.
Conséquences des résultats de l'analyse
structurale de la région de Qom**

soutenue le 22 Novembre 1978 devant la commission d'examen:

MM.R.MICHEL	Professeur U.S.M.G.	Président
C.KERCKHOVE	Maître-Assistant U.S.M.G.	} Examineurs
A.VATAN	Professeur honoraire à l'Université de Téhéran et à l'Institut Français du Pétrole	
P.VIALON	Professeur U.S.M.G.	Rapporteur

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

THESE
présentée à
l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble
pour obtenir le grade de Docteur de Spécialité
Géologie Appliquée
par

M.A.A. NOGOLE-SADATE
Géologue au Service Géologique de l'Iran

**LES ZONES DE DECROCHEMENT ET LES
VIRGATIONS STRUCTURALES EN IRAN.
Conséquences des résultats de l'analyse
structurale de la région de Qom**

soutenue le 22 Novembre 1978 devant la commission d'examen:

MM.R.MICHEL	Professeur U.S.M.G.	Président
C.KERCKHOVE	Maître-Assistant U.S.M.G.	} Examineurs
A.VATAN	Professeur honoraire à l'Université de Téhéran et à l'Institut Français du Pétrole	
P.VIALON	Professeur U.S.M.G.	Rapporteur

*pour mon cher ami
J.F. CANONO
(Sadat)
25/11/78
Grenoble*

S O M M A I R E

AVANT-PROPOS

RESUME

ABSTRACT

<u>CHAPITRE I : INTRODUCTION</u>	p. 1
I - A. BUTS DE L'ETUDE - PRESENTATION DES PROBLMES	p. 3
I - B. CHOIX DE LA ZONE ETUDIEE	p. 4
I - C. CADRE GEOGRAPHIQUE	p. 5
I - D. METHODES DE TRAVAIL	p. 7
I - E. LES DIVISIONS STRUCTURALES MAJEURES	p. 8
<u>CHAPITRE II : HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA CICATRICE TABRIZ - BAZMAN</u>	p. 17
II - A. PRESENTATION	p. 19
II - B. ASPECTS GENERAUX DE LA ZONE TABRIZ - BAZMAN	p. 23
II - C. TRAITS STRUCTURAUX MAJEURS DE LA CICATRICE TABRIZ-BAZMAN	p. 27
II - D. CONCLUSIONS PARTIELLES SUR L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA CICATRICE TABRIZ - BAZMAN	p. 36
<u>CHAPITRE III : ETUDE DE LA VIRGATION DE QOM</u>	p. 39
III - A. INTRODUCTION	p. 41
III - B. LITHOSTRATIGRAPHIE	p. 43
III - C. ANALYSE STRUCTURALE	p. 84
<u>CHAPITRE IV : RESULTATS D'UNE ANALYSE EXPERIMENTALE DU MODELE PROPOSE</u>	p.145
IV - A. INTRODUCTION	p.147
IV - B. RESULTATS DE QUELQUES ESSAIS	p.157

<u>CHAPITRE V : CONCLUSIONS GENERALES - PROPOSITIONS</u>	p. 161
V - A. REGION DE QOM	p. 163
V - B. ZONE DE TABRIZ - BAZMAN	p. 164
V - C. CONSEQUENCES A L'ECHELLE DE L'IRAN	p. 168
V - D. SITUATION DES VIRGATIONS STRUCTURALES IRANIENNES DANS LE MODELE PROPOSE	p. 170
BIBLIOGRAPHIE - REFERENCE	p. 177
LISTE DES FIGURES	p. 193
LISTE DES TABLEAUX	p. 196
LISTE DES PLANCHES	p. 196
TABLE DES MATIERES	p. 197

A V A N T - P R O P O S

A l'issue de ce travail, il m'est agréable de remercier tous ceux qui ont contribué à sa réalisation, bien qu'il me soit impossible de citer tous les concours qui me furent prêtés :

En Iran :

Mes missions de terrain furent possibles grâce au Service Géologique de l'Iran qui m'a fourni l'aide matérielle nécessaire. C'est aussi le S.G.I. qui m'a offert la possibilité de venir me perfectionner en France. Je tiens à exprimer ma vive gratitude à M. R. ASEFI, Directeur actuel du S.G.I., ainsi qu'à M. N. KHADEM, l'ancien directeur.

En France :

Je tiens tout particulièrement à exprimer ma profonde reconnaissance à M. le Professeur VIALON, Directeur de l'Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique (IRIGM) qui m'a chaleureusement accueilli et a mis à ma disposition pour ce travail tous les moyens de son laboratoire. J'apprécie l'honneur qu'il m'a fait en dirigeant ce travail sans ménager son temps et en me faisant profiter de son expérience. Ses conseils judicieux, tout au long de mes recherches, ont été pour moi des guides précieux.

Ma gratitude va également à M. le Professeur MICHEL qui a bien voulu accepter de présider mon jury de thèse.

Je tiens à remercier particulièrement :

M. A. VATAN qui s'est intéressé à ces recherches consacrées à une région qu'il connaît bien. C'est grâce à lui que j'ai pu prendre mon premier contact avec la région de Qom en 1967, alors qu'il était professeur à l'Université de Téhéran. Je le remercie d'avoir accepté de faire partie de mon jury;

M. C. KERCKHOVE, qui a bien voulu prendre le temps de juger ce travail;

M. J.F. GAMOND, qui a accepté de participer à la conduite des essais expérimentaux réalisés dans les laboratoires de l'IRIGM.

Je remercie également les techniciens du laboratoire et tout particulièrement M. R. GUIQUET, dont l'efficacité et l'habileté, ont rendu possibles les essais expérimentaux; les techniciens du service de reprographie de l'IMG, et particulièrement M. BRAULT, pour l'aide fournie lors de l'impression de ce mémoire.

Je me dois de remercier également le Ministère français des Affaires Etrangères, pour la bourse qu'il m'a accordé dans le cadre des accords de coopération scientifiques avec l'Iran.

RESUME

Les principales directions structurales de l'Iran peuvent être regroupées en trois grandes orientations fondamentales : NW-SE, NE-SW et N-S. Toutes les zones ainsi définies comportent des structures élémentaires caractéristiques de comportements en décrochement. Ces mouvements décrochants sur les grands accidents d'un domaine composite; peuvent être reliés aux déplacements des grands blocs cratoniques adjacents. Les composantes de déplacement tangentiel (λ) ou de serrage (α) de chacune des zones de décrochement, sont conditionnées par la valeur de l'angle (α) entre la direction de déplacement des grands blocs et celle des failles initiales limitant les bassins de sédimentation (dont les dispositions sont elles-même sous la dépendance de ce régime de déplacements dans un domaine fracturé). Il s'ensuit que selon leur orientation vis à vis des déplacements, dans un régime pourtant équivalent, les différentes zones structurales iraniennes sont plus ou moins sujettes à l'aplatissement.

L'une des plus longues zones structurales de l'Iran, et des plus fracturées, est la cicatrice éruptive de Tabriz-Bazman. C'est celle qui a été choisie pour servir d'exemple dans l'étude du rôle des décrochements en Iran. L'analyse à l'échelle régionale des structures de cette cicatrice, a été faite à l'aide des documents actuellement disponibles dans la littérature, et de quelques travaux personnels ponctuels. Parmi ceux-ci on insiste sur l'exemple particulièrement instructif de la virgation de Qom qui a été analysé en détail.

En effet les fractures majeures de la zone de Tabriz-Bazman correspondent à un réseau d'un système en décrochement allant jusqu'aux accidents de troisième ordre. Quoique la zone soit actuellement décalée par ces failles d'ordre inférieur selon une direction moyenne N 145, elle s'organise en fait en un grand couloir de décrochement dextre d'orientation N 125-130. Les virgations d'axes de plis, les lentilles

de cisaillement élémentaires, les failles courbes ... sont les structures les plus démonstratives de ce système. La virgation de la région de Qom est exemplaire à cet égard.

Toutes ces structures indiquent un cisaillement dextre accompagné d'un aplatissement. Le modèle cinématique interprétatif ainsi défini, a été vérifié par des essais sur modèle analogique. Le dispositif expérimental est décrit, qui permet d'envisager les différents cas où la valeur de l'angle α , entre direction de déplacement et limites des bassins, intervient.

On tente en conclusion de généraliser ce modèle à l'ensemble de l'Iran et on montre que l'état de déformation de chaque zone structurale est sous la dépendance des grandes directions fondamentales et de l'orientation des déplacements des plaques adjacentes.

ABSTRACT

The main structural trends of Iran can be classified in three major orientations : NW-SE, NE-SW and N-S. All these defined areas contain some elementary structures which are characteristic of wrench deformation. These wrenchings on the main faults of a composite domain can be related to the displacement of the large cratonic blocks. The tangential (δ) and shortening (a) displacement components of each wrench area, are linked to the angle (α) between the direction of displacement of the large blocks and the direction of the initial faults which limit the sedimentary basins. This means that depending on their orientation relative to the displacement, in an equivalent systems, the different structural zones of Iran are more or less subjected to flattening.

One of the most extended structural area of Iran, and one of the most faulted, is the Tabriz-Bazman igneous belt . It is the exemple that we have choosens to study the role of the wrenching in Iran. The regional structural analysis of this belt has been carried out with the avalaible documents and some personal local works. Among these the Qom virgation has been studied in details.

The main faults of the Tabriz-Bazman zone correspond to a network of wrenching extending to the third order faults. The area is now deviated by these second order faults in an average direction N 145. In fact it is a N 125-130 right-lateral wrenching. The fold axis virgations, the shear lenses, the curved faults ... demonstrate this wrenching. The Qom virgation is the best evidence of this.

All these structures show a right-lateral shearing with flattening. The kinematic model has been checked experimentaly. The setup is described. It allows to study the influence of the angle α between the direction of the displacement and the basin limits.

Finally a generalization of this model to the whole country is attempted. It is shown that the state of deformation of each structural zone is depending on the major trends and the direction of motion of the adjacent plates.

CHAPITRE I

I N T R O D U C T I O N

I - A. BUTS DE L'ETUDE - PRESENTATION DES PROBLEMES	p. 3
I - B. CHOIX DE LA ZONE ETUDIEE	p. 4
I - C. CADRE GEOGRAPHIQUE	p. 5
I - D. METHODES DE TRAVAIL	p. 7
I - E. LES DIVISIONS STRUCTURALES MAJEURES	p. 8

C H A P I T R E I

I N T R O D U C T I O N

I - A. BUTS DE L'ETUDE - PRESENTATION DES PROBLEMES

Jusqu'en 1959, date de la création du Service Géologique d'Iran (G.S.I.), les données sur la géologie de l'Iran sont restées très fragmentaires, cantonnées aux régions d'intérêt économique majeur (gisements pétrolifères surtout).

Depuis lors, les investigations géologiques systématiques ont permis de mieux comprendre la géologie de ce pays, tout en posant les problèmes essentiels tant stratigraphiques que pétrologiques.

Malgré cet effort, la diversité des problèmes est telle que nombreux sont ceux non encore résolus, tandis que diverses régions restent encore peu ou mal connues.

A l'observation des cartes géologiques d'Iran actuellement disponibles, on remarque immédiatement la diversité des directions structurales (plis et accidents majeurs), directions qu'on a pu tenter d'interpréter à partir des modèles de la "tectonique des plaques" (cf. entre autres TAKIN, 1972).

L'étude que j'ai entreprise pour ma part dans la zone éruptive d'Iran Central et dans la région de Qom avait pour but une connaissance plus précise du problème posé par les virgations structurales iraniennes, et par l'importance des mouvements décrochants dans l'évolution structurale régionale.

Ce travail a été réalisé en dehors de ce qui resté une des missions majeures du Service Géologique d'Iran : la cartographie géologique systématique ; il s'agissait en fait d'aborder pour la première fois, par l'exemple de la région de Qom, des problèmes structuraux majeurs de l'Iran, tels que les virgations structurales et les zones de décrochement, à l'aide de techniques d'analyse structurale de détail.

Compte tenu du caractère nouveau de l'utilisation de telles études de détail

en Iran, il est évident que nos conclusions ne peuvent pas être considérées comme définitives ou immuables ; les travaux ultérieurs faits dans cette même optique apporteront sûrement des modifications et des améliorations aux schémas présentés ici.

Les résultats de l'analyse structurale de la virgation de Qom (Iran Central), permettent de proposer un modèle cinématique pour cette région. Ailleurs, en raison de la variété des problèmes abordés, je n'ai pu disposer des moyens et du temps nécessaires pour mener une telle étude structurale de détail. Aussi, faute des données structurales nécessaires, le modèle établi dans la région de Qom a-t-il servi d'argumentation de base pour intégrer dans un modèle cinématique plus général d'abord la zone éruptive d'Iran Central, puis l'ensemble de l'Iran.

Pour faciliter la présentation des résultats, ce mémoire sera divisé en quatre parties :

La première partie sera consacrée à la présentation des grandes divisions structurales de l'Iran ; on essayera de préciser l'histoire géologique et les traits structuraux majeurs de la cicatrice éruptive Tabriz-Bazman.

Dans la deuxième partie, on trouvera les résultats apportés par l'analyse structurale détaillée de la virgation de Qom ; un modèle cinématique interprétatif de cette région sera présenté.

Dans la troisième partie, je parlerai des essais expérimentaux qui ont pu être réalisés pour contrôler le modèle proposé.

Enfin, la quatrième partie sera celle des conclusions générales, déduites tant des données de terrain que de l'analyse expérimentale menée en laboratoire.

I - B. CHOIX DE LA ZONE ETUDIEE

Sur une carte tectonique d'Iran, on remarque que la plus grande zone de fracture borde la chaîne intérieure occidentale d'Iran central ; elle est affectée par quelques virgations structurales majeures.

Cette zone, d'environ 1 300 km de longueur, est occupée principalement par des terrains volcano-sédimentaires, d'âge Cénozoïque, qui reposent sur des unités lithologiques variées, d'âge Précambrien à Crétacé ; ces unités ont subi de nombreuses pha-

ses de déformation, du Précambrien à l'époque actuelle.

Au vu de l'abondance des données géologiques nouvelles sur cette zone, dont la connaissance est de ce fait meilleure que celle des autres parties très déformées du pays, et au vu de certains de ses caractères structuraux, telles que les nombreuses associations fractures - structures plissées et tordues, j'ai pensé que cette zone pourrait convenir à une étude préliminaire, étude généralisable ensuite aux autres parties de l'Iran.

Je suis donc arrivé, à partir de mon étude, à un certain nombre de résultats, que je pense pouvoir étendre au reste du pays ; mais il faudrait maintenant, pour étayer cette généralisation, poursuivre ce travail plus en détail, et dans de nombreuses zones structurales.

I - C. CADRE GEOGRAPHIQUE

La zone étudiée couvre une surface d'environ 200 000 kilomètres carrés ; elle comprend un tronçon d'environ 1 300 km de long de la chaîne intérieure occidentale de l'Iran, de Tabriz, au Nord-Ouest, à Sirdjan, au Sud-Est (figure 1). Cette région est accessible par route (plusieurs voies d'accès principales) ou par chemin de fer.

D'un point de vue morphologique, deux types de relief se rencontrent dans cette zone :

- des dépressions, cuvettes intramontagneuses à fond plat, constituées de dépôts alluviaux ; les plus importantes sont la dépression de Qom-Ardekan et la dépression de Gavkhumi-Sirdjan,
- des chaînons montagneux orientés parallèlement au Zagros (Nord-Ouest - Sud-Est) ; ses principaux sommets sont le Shir Kuh (4060 m), au Sud de Yazd, le Kuh-e-Karkas (3895 m), au Nord d'Esfahan, le Kuh-e-Sahand (3710 m) et le Kuh-e-Bozkoush (3302 m), au Nord-Ouest de la zone étudiée.

Les limites entre les dépressions et les chaînons montagneux correspondent toujours à de grands escarpements de faille, un peu altérés par l'érosion. Ce sont donc les phénomènes tectoniques qui contrôlent les formes morphologiques majeures de cette zone.

Le climat de la zone étudiée varie d'une région à l'autre ; ses caractères

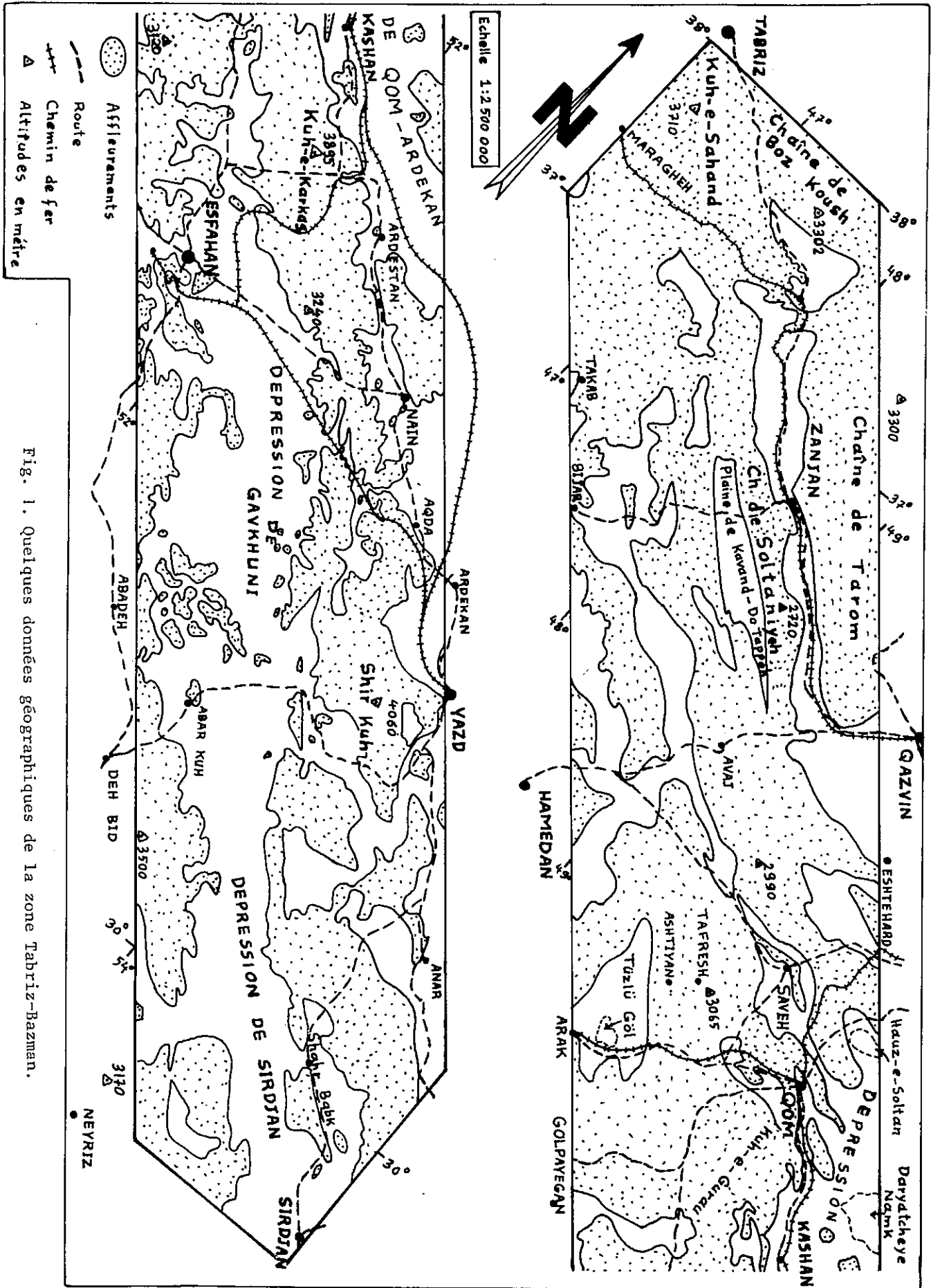


Fig. 1. Quelques données géographiques de la zone Tabriz-Bazman.

sont déterminés par l'encadrement montagneux et par la distribution des précipitations ; cette dernière dépend elle-même de la position des différentes régions par rapport aux étendues marines et aux vents dominants.

La figure 1 localise les différents lieux dont il sera question dans ce mémoire.

I - D. METHODES DE TRAVAIL

Ce travail a débuté en 1971 par l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Qom (NOGOLE, 1973). Puis l'étude tectonique générale de cette région m'a amené à réaliser une étude plus générale des zones de décrochement et des virgations structurales en Iran. Pour ce faire, j'ai suivi au Service Géologique d'Iran, pendant les dernières années de mon travail, les travaux se rapportant à ce sujet.

Enfin, l'interprétation structurale des données géologiques régionales a été complétée par quelques essais expérimentaux, réalisés à l'I.R.I.G.M. (Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et Mécanique, Université Scientifique et Médicale de Grenoble).

Mon travail comporte donc trois volets :

- Une étude régionale, à échelle de l'Iran, la première partie de ce mémoire ; elle s'appuie sur des documents dus à différents auteurs (Planche I). Faute de disposer de mesures nécessaires à une analyse structurale détaillée, comparable à ce que j'ai pu faire dans la région de Qom, je ne présenterai là qu'une analyse des faits structuraux majeurs (directions des plis et des failles majeures, telles qu'on peut les inventorier à l'échelle du 1/250 000e). La carte géologique de la zone étudiée, base de ce travail régional, a été établie à l'échelle du 1/2500000e, par compilation de tous les documents accessibles.

- Une étude de la virgation de Qom fait l'objet de la seconde partie de ce mémoire ; elle est basée sur une carte géologique détaillée, établie à l'aide de photographies aériennes, d'échelle approximative 1/22 000e.

Dans cette région, tous les faciès lithologiques rencontrés ont été étudiés macroscopiquement sur le terrain, ou au laboratoire en lames-minces (432 échantillons étudiés).

Cependant, l'étude pétrographique des roches sédimentaires n'étant qu'un aspect marginal de mon travail, je ne présenterai ici que les résultats principaux ainsi obtenus : contexte tectonique dans lequel se sont formés les bassins sédimentaires, origine de leur remplissage.

L'étude stratigraphique de la région de Qom sera limitée à l'aspect lithostratigraphique, et à un rappel des données paléontologiques apportées par plusieurs publications de la compagnie pétrolière N.I.O.C. (National Iranian Oil Company).

L'analyse détaillée des fractures et des plis s'est appuyée sur près de 4 000 mesures, réparties entre 35 coupes structurales et 66 stations isolées. Ces mesures ont toujours été reportées sur canevas de Wulff, hémisphère inférieur.

I - E. LES DIVISIONS STRUCTURALES MAJEURES

I - E.1. Introduction

Depuis longtemps, on rattache les montagnes d'Iran au système des chaînes Alpino-Himalayennes.

Les premières subdivisions de l'Iran reflètent, semble-t-il, des caractères purement géographiques.

Parmi les principales interprétations structurales, on peut mentionner celles de STÄHL (1911), BOECKH et al. (1929), BAIER (1938), FURON (1941), SCHRÖDER (1944), GANSSER (1955, 1964) et KHAIN (dans BOGDANOFF et al., 1964).

En Iran central, où les problèmes structuraux sont ardues, des études systématiques n'ont été entreprises qu'à partir de 1950, par les géologues de la N.I.O.C. (National Iranian Oil Company). Les résultats les plus importants de ces travaux sont résumés dans les articles de GANSSER (1955), MOSTOFI et FREI (1959), FURRER et SODER (1955), ABAIE et al. (1963), VATAN (1964), BOZORGNIA (1965).

Depuis, les géologues du G.S.I. (Service Géologique d'Iran, créé en 1959) ont débuté une nouvelle période d'investigations géologiques. La première synthèse de l'histoire structurale et tectonique de l'Iran, basée sur ces nouvelles découvertes, a été proposée par STÖCKLIN (1968) (figure 2).

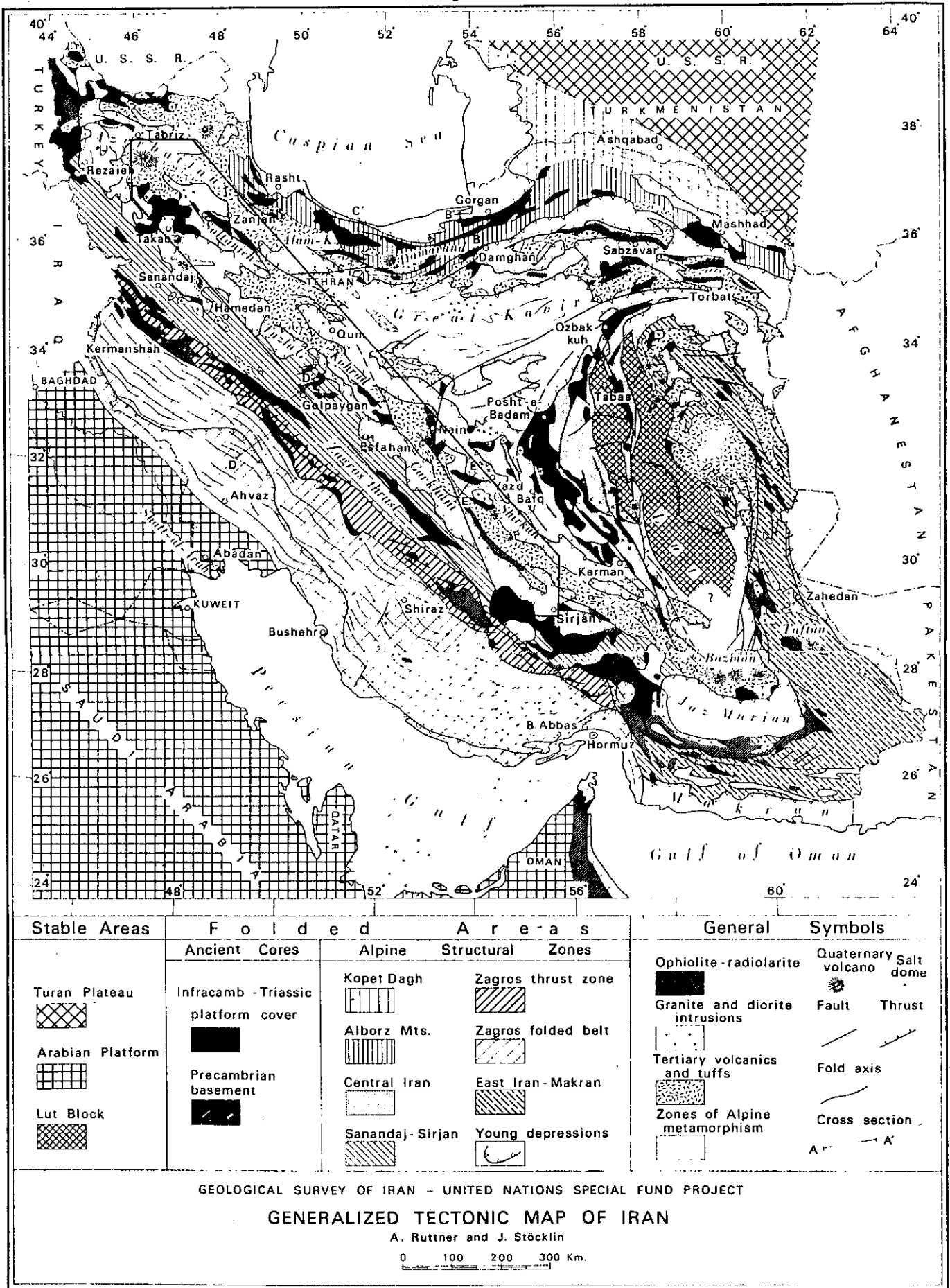


FIG. 2—Generalized tectonic map of Iran, based on geological map of Iran (National Iranian Oil Co., 1959) and all information available to 1967.

On a tenté aussi (ces dernières années) de situer l'évolution structurale de l'Iran dans les schémas modernes de tectonique globale ; on pourra se référer aux publications de TAKIN (1972), STÖCKLIN et NABAVI (1972), VIALON et al. (1972), HOUCHEMAND ZADEH et al. (1972), STÖCKLIN (1968, 1974, 1977), SABZEHEI (1974), HAGHIPOUR (1974), NABAVI (1976) (figure 3).

L'étude structurale que je présente ici est une contribution aux problèmes structuraux d'Iran, qui doit être suivie par d'autres études du même type dans un proche avenir ; je tiens à souligner le rôle qu'ont joué toutes les publications antérieures dans l'élaboration des conclusions auxquelles j'arrive aujourd'hui.

Ainsi que déjà dit plus haut, différents auteurs ont proposé des analyses générales de la structure de l'Iran ; dans un premier temps, je présenterai une analyse rapide des principales publications, en insistant sur l'aspect qui concerne directement mon travail : on pourra se rendre compte ainsi de l'évolution des idées depuis 1929.

La première synthèse structurale de l'Iran a été publiée en 1929 par BOECKH et Al. dans leur ouvrage "Structure of Asia". Leur étude concerne surtout la partie méridionale du pays (zones du Zagros et de Sanandadj-Sirjan, STÖCKLIN, 1968). Ces auteurs considèrent la partie médiane de l'Iran Central comme une "masse rigide", ce concept de masse médiane étant fondé sur la découverte par STAHL en 1911 de roches métamorphiques supposées d'âge Archéen.

Cette notion de "masse médiane" est rejetée par BAIER (1938), qui démontre qu'une partie des roches métamorphiques d'Iran Central ne sont pas précambriennes, mais sont des roches sédimentaires d'âge Jurassique, métamorphisées et fortement plissées à l'Alpin.

En 1944, SCHROEDER propose une nouvelle interprétation structurale de l'Iran, dans laquelle une des zones majeures serait la zone Urumieh-Dokhtar, une cicatrice éruptive qui transverse en diagonale l'Iran Central. C'est dans cette zone, que j'appellerai "cicatrice (éruptive) de Tabriz-Bazman", que se situe la majeure partie du terrain étudié ici. SCHROEDER différencie aussi la zone de HAMADAN ("chaînes de Sanandaj-Sirdjan", STÖCKLIN, 1968), qui intéresse aussi en partie mon terrain d'étude.

La zone de Hamadan comporte des séries métamorphiques que SCHROEDER compare aux schistes lustrés ; elle se trouve entre la "zone faillée du Zagros" au Sud-Ouest et la ligne de dépression Rezayeh - Djaz Murian et la cicatrice éruptive de Urumieh - Dokhtar au Nord-Est. Cette dernière comporte des formations volcaniques du Crétacé supérieur et du Tertiaire ; il s'agit d'un accident majeur séparant les iranides (qui regroupent la zone de Hamadan, et deux autres zones, l'une de flysch, l'autre d'ophiolites et

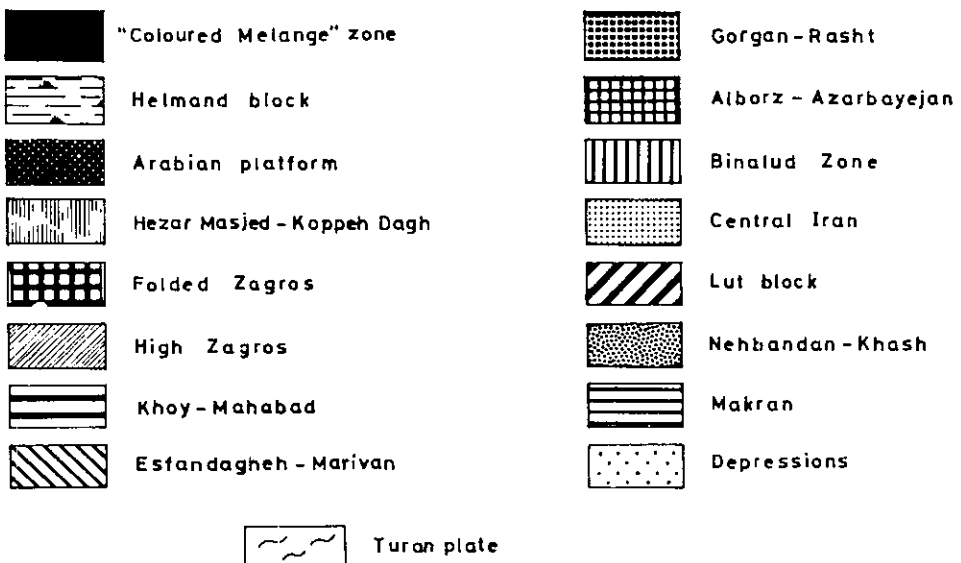
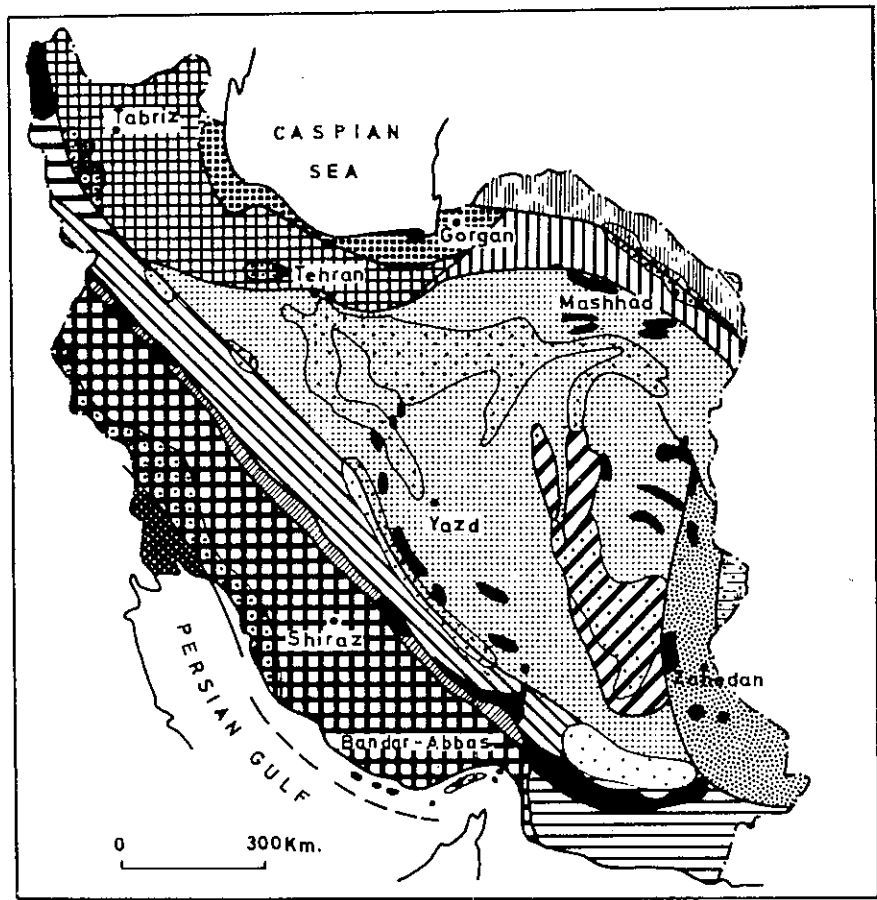


Fig. 3. Tectono-Sedimentary provinces of Iran. (d'après Nabavi, 1976).

radiolarites, sont considérées comme un ensemble géosynclinal) de l'Iran Central (représentant un arrière pays plissé et émergé).

Pour GANSSER (1955), l'Iran Central inclut la zone de Hamadan de SCHROEDER, au Sud-Ouest de la ligne de dépression Rezayeh-Djaz-Murian : en effet, selon cet auteur, cette zone montre comme le reste de l'Iran Central, une phase tectonique ante-barrénienne ; l'ensemble de l'Iran Central est alors séparé du Zagros proprement dit par une ligne tectonique majeure : le "chevauchement central" ("Main Thrust").

En 1965, STÖCKLIN (colloque de Bakou, publié avec quelques modifications en 1968) propose une nouvelle interprétation structurale de l'Iran, fondée sur les derniers résultats du G.S.I. (figure 2). STÖCKLIN, comme GANSSER, fait du chevauchement central (Main Thrust) une limite majeure, et restreint le terme de Zagros aux seuls domaines situés au Sud-Ouest de cet accident. Il distingue aussi la zone de Hamadan (SCHROEDER, 1944), qu'il préfère appeler "chaîne de Sanandadj - Sirdjan". Selon lui, cette chaîne a une histoire totalement distincte de celle du Zagros, mais voisine de celle de l'Iran Central. Par ailleurs, STÖCKLIN reprend la notion de "masse médiane", qu'il restreint aux régions désertiques du Lut, à l'Est de l'Iran Central (figure 2).

En 1976, M.H. NABAVI (texte en persan) propose un nouveau découpage structural, modifiant surtout les provinces tectono-sédimentaires de l'Iran Septentrional (figure 3).

I - E.2. Cadre structural de l'Iran

STÖCKLIN (1977), étudiant les relations qui existent entre les principales zones structurales des chaînes alpines d'Iran et d'Asie Centrale, distingue quatre domaines principaux : domaines fondamentalement différents par les caractères de leur croûte, par l'âge de la consolidation du socle, par leur histoire orogénique, leur style structural, par la continuité des zones selon certaines directions, et leur position dans le système orogénique.

Ces quatre domaines, avec leurs caractères principaux, sont les suivants (figure 4) :

1) Un domaine méridional, à croûte continentale ; il est formé d'un socle structuré au Précambrien, recouvert de sédiments paléozoïques de plateforme, et bordé au Nord par les chaînes marginales plissées du Zagros. Ce domaine se sépare en deux segments disjoints, bordant respectivement les boucliers de l'Inde et de l'Arabie. Ce domaine, qui appartient

au Gondwana, a été repris par la tectonique alpine Pliocène.

2) Une chaîne ophiolitique axiale, à croûte aux caractères océaniques ; il s'étend du Kurdistan au Balouchistan, le long de la grande faille du Zagros, et comporte des ramifications vers l'Oman, au Sud, et vers le Centre Iran, au Nord. On peut y distinguer deux sous-chaînes : l'une, le long de la grande faille du Zagros, se caractérise par de grandes nappes cohérentes composées principalement de péridotites, intercalées dans des sédiments océaniques d'âge mésozoïque, et associée à d'énormes blocs exotiques ; l'autre, en Iran Central, montre des mélanges ophiolitiques du Crétacé inférieur, surmontés par une épaisse succession de flyschs du Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur.

Cette chaîne ophiolitique reflète l'existence au Mésozoïque d'une Néotethys, qui fragmentait le continent de Gondwana.

3) Un domaine central, à croûte continentale, comprend l'Iran Central, l'Alborz et la zone de Sanandaj-Sirdjan (cf. figure 2) ; il est interprété comme un microcraton réuni au Gondwana au Paléozoïque, détaché de celui-ci pour être rattaché à l'Eurasie au Mésozoïque, puis finalement "rattrapée" par les domaines Africano-Arabe et indien du Gondwana au Crétacé tardif.

Il s'agit d'un socle structuré au Précambrien ; au Paléozoïque, les conditions étaient celles d'une plateforme, analogue à celle du domaine méridional, quoique moins stable : une dépression intracratonique apparaît à cette époque dans la zone Sirdjan-Hamadan. Puis, à la différence du domaine méridional, ce domaine central a été soumis à une intense tectonique Cimmérienne et Alpine précoce, débutant au Trias, comportant de multiples phases de déformation, d'intrusions ou d'effusions magmatiques, et de métamorphisme.

Dans ce domaine, on reconnaît aussi une subsidence mésozoïque, d'intensité et de durée variable, dans des géosynclinaux intra- ou péri-cratoniques (Nord de l'Alborz et zone d'Hamadan) ; elle contraste avec les zones de surrection lente, héritées du Précambrien-Paléozoïque, ou d'apparition plus récente (massif de Chapedony...).

Une stabilisation relativement ancienne (Cimmérienne ou Alpine précoce) caractérise d'importantes parties du domaine central et entraîne la formation de blocs rigides peu affectés par les déformations ultérieures (blocs de Sistan, du Lut, d'Azarbaïjan).

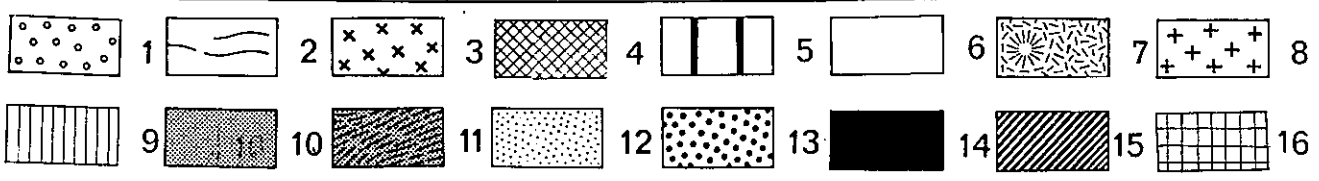
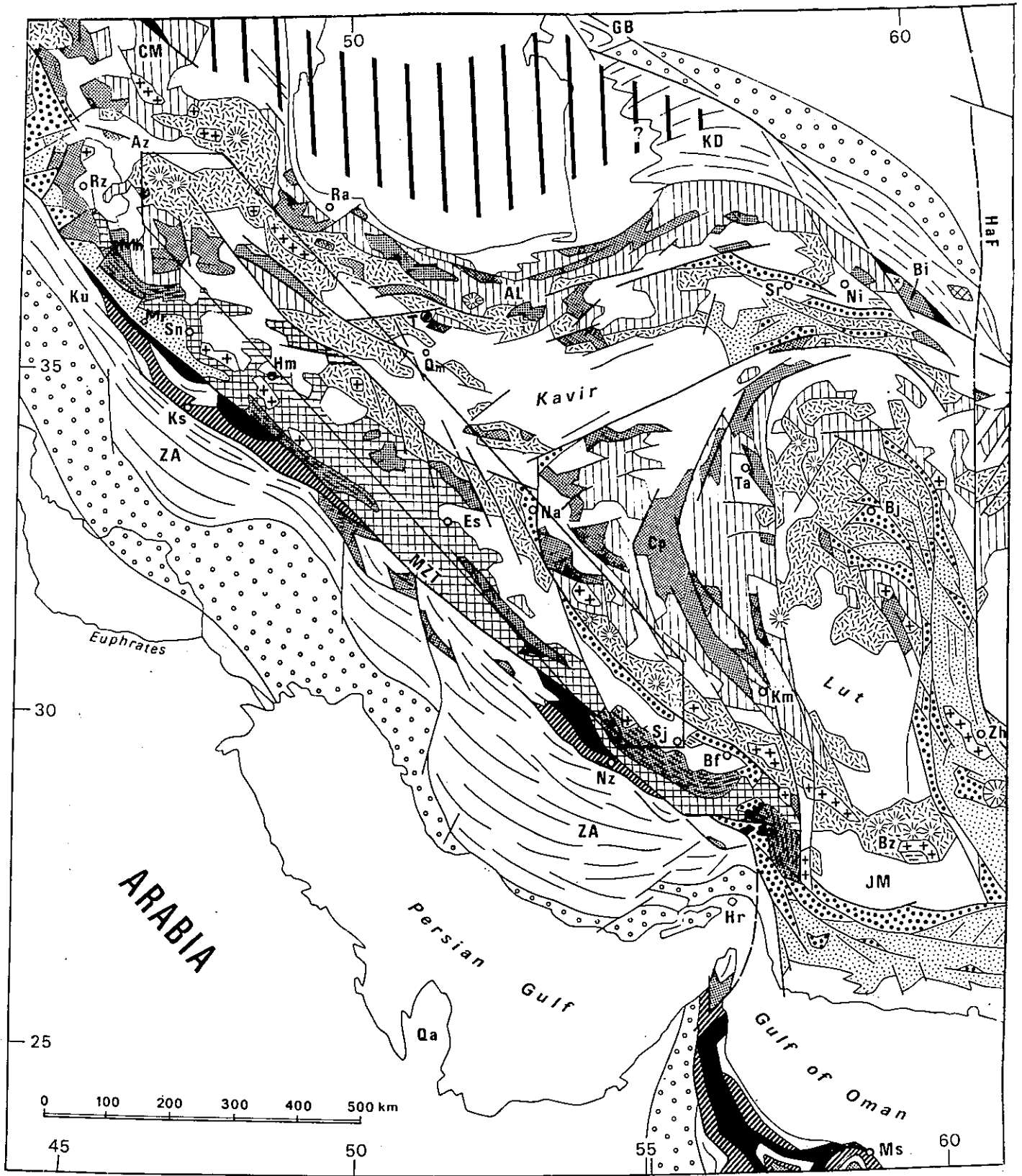


FIG.4

Fig. 4. LES PRINCIPALES SUBDIVISIONS TECTONIQUES EN IRAN.

(Modifiées d'après Stöcklin, 1977)

- 1 : Terrains du Néogène au Quaternaire, transition entre l'avant pays non plissé et les zones marginales plissées.
- 2 : Bassins sédimentaire intracratonique Jurassique-Paléogène (dans le domaine septentrional) et dépôts pérircratoniques (Mésozoïque-Paléogène (dans le domaine méridional)).
- 3 : Granites hercyniens et cimmériens précoces.
- 4 : Roches sédimentaires et volcaniques paléozoïques à Triasique (comprenant localement des ophiolites et des dépôts marins profonds d'âge anté-carbonifère supérieur).
- 5 : Croûte océanique de la mer Caspienne septentrionale au-dessous des dépôts Mésozoïque-Tertiaire-Quaternaire : reste d'ancienne (Paléozoïque) croûte océanique ou basification récente de croûte continentale ?
- 6 : Bassins intramontagneux du Néogène-Quaternaire.
- 7 : Zone volcanique Tertiaire-Quaternaire (comprend localement du Crétacé supérieur), avec principalement dacites, andésites et basaltes.
- 8 : Granites et diorites de phases Néocimmériennes et Alpines.
- 9 : Dépôts de plateforme et de bassin intracratonique du Mésozoïque (post-Trias moyen, comprend localement du Paléogène).
- 10 : Noyaux anciens de roches métamorphiques précambriennes et paléozoïques et couverture sédimentaires à faciès plateforme.
- 11 : Bassin géosynclinal paléozoïque intracratonique.
- 12 : Flysch paléogène (comprend en partie le Crétacé supérieur).
- 13 : Mélanges ophiolitiques et roches volcano-sédimentaire associées, crétacé supérieur (comprend en partie la base du Tertiaire).
- 14 : Ophiolites, principalement péridotites.
- 15 : Dépôts océaniques Mésozoïques.
- 16 : Dépôts de plateforme et de bassin intracratonique du Mésozoïque dans la zone d'Esfandagheh-Marivan (= Sanandaj-Sirdjan).

SYMBOLES

AL	Alborz	Hr	Hormuz	Qa	Qatar
Az	Azerbaïjan	JM	Jaz Murian	Qm	Qom
Bf	Bafq	KD	Kopet-Dagh	Ra	Rasht
Bi	Binalud	Ks	Kermanshah	Rz	Rezayeh
Bj	Birjand	Ku	Kurdestan	Sj	Sirjan
Bz	Bazman	Mh	Mahabad	Sn	Sanandaj
CM	Caucasus, Minor	Mr	Marivan	Sr	Sabzevar
Cp	Chapedony	Ms	Muscat	T	Téhéran
Es	Esfahan	MZF	Main Zagros Fault	Ta	Tabas
GB	Great Balkhan	Na	Nain	ZA	Zagros
HaF	Harirud Fault	Ni	Nishabour	Zh	Zahedan
Hm	Hamadan	Nz	Neyriz		

4) Un domaine septentrional nettement distinct du domaine central ; il se caractérise par une croûte continentale qui inclut des restes plus ou moins cratonisés d'une croûte océanique antérieure (Paléozoïque), trace possible de la Paléotéthys. Ce domaine septentrional représente un fragment marginal de l'aire hercynienne d'Asie Centrale, largement oblitéré par l'Alpin, déformé et consolidé lors de la phase cimmérienne précoce. La déformation alpine récente, dont l'intensité décroît rapidement du Sud vers le Nord, se superpose aux structures hercyniennes ou cimmériennes précoces.

Ce domaine englobe la dépression de la Caspienne du Sud, qui se poursuivrait vers l'Est par des zones de surrections ou des zones plissées, telles la Kopet Dagh.

La bordure Nord de la zone alpine, dont il est ici question, comprend le bloc précambrien du Tarim et l'orogène Hercynien-Cimmérien précoce de la plaque de Touran.

On s'aperçoit d'une migration des principales zones orogéniques, de l'hercynien au Nord à l'alpin tardif plus au Sud. Ceci peut s'interpréter (STÖCKLIN, 1977) comme le résultat de la dérive vers le Nord de différents fragments continentaux gondwaniens, suivie de leur collision avec l'Eurasie. Ainsi la plus grande partie des chaînes iraniennes (l'Alborz et les vastes régions centrales de l'Iran) ne correspond pas structurellement à l'Himalaya, mais au domaine transhimalayen : au Pamir, à l'Hindu Kush et probablement aux structures alpines du Tibet.

C H A P I T R E I I

HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA CICATRICE

TABRIZ - BAZMAN

II - A.	PRESENTATION	p. 19
II - B.	ASPECTS GENERAUX DE LA ZONE TABRIZ - BAZMAN	p. 23
II - C.	TRAITS STRUCTURAUX MAJEURS DE LA CICATRICE TABRIZ - BAZMAN	p. 27
II - D.	CONCLUSIONS PARTIELLES SUR L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA CICATRICE TABRIZ - BAZMAN	p. 36

C H A P I T R E II

HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA CICATRICE

TABRIZ - BAZMAN

II - A. PRESENTATION

Ainsi que je l'ai dit plus haut, la zone étudiée ici se situe dans le "domaine central" (cf. p. 13) du cadre structural général Moyen Orient - Asie Centrale (figure 4). Plus précisément, il appartient aux zones structurales de l'Iran Central et de Sanandadj-Sirdjan (STÖCKLIN, 1968, figure 2). Je rappellerai tout d'abord brièvement les caractères géologiques de ces deux zones.

II - A.1. Zone de l'Iran Central

La zone de l'Iran Central est séparée de la zone de Sanandadj - Sirdjan par une série de dépressions : lac de Rezayeh, Tüzlü Göl, Gaukhuni-Sirdjan et Djaz Murian.

Sur la carte tectonique (figure 2), où ont été reportées les zones structurales majeures définies par STÖCKLIN (1968), on voit que la zone de l'Iran Central forme un vaste triangle.

Cette zone a été affectée par plusieurs phases tectoniques majeures, alpines ou antérieures (y compris précambriennes).

Le socle précambrien a été recouvert surtout par des dépôts de type plate-forme, jusqu'au Trias Moyen (STÖCKLIN, 1968). Au Paléozoïque, la tectonique se traduit surtout par des mouvements épiorogéniques ; ils sont marqués par des lacunes, des discordances stratigraphiques et quelques discordances angulaires locales, qu'on peut relier aux diverses phases orogéniques connues ailleurs dans le monde (STÖCKLIN, 1968).

Des études récentes (HAGHIPOUR et SABZEHEI, 1973, SABZEHEI, 1974) ont montré l'existence, dans ce domaine, de zones mobiles durant le Paléozoïque et le début du Mésozoïque : il s'agit de bassins étroits de type rift intracontinental où on trouve des dépôts complètement différents des dépôts de plateforme (essentiellement carbonatés) déjà connus en Iran.

Pendant le Mésozoïque et le Tertiaire, les différentes phases des mouvements orogéniques alpins affectaient la majeure partie de l'Iran, tandis que des dépôts marins ou continentaux se déposaient dans certaines zones.

Pendant ces périodes, l'Iran Central s'est comporté comme une zone orogénique très mobile (STÖCKLIN, 1968) : on note des discordances nettes, des intrusions granitiques, un métamorphisme débutant (empreinte locale et faible), des plissements, des failles et des chevauchements.

De cette longue histoire tectonique, il résulte plusieurs directions structurales majeures :

De manière générale, l'Iran Central est une mosaïque complexe de blocs (horsts et grabens), séparés par des zones de faille individualisées au Précambrien. La réactivation de ces failles a guidé la paléogéographie ultérieure de l'Iran. Ainsi que cela se voit bien sur les figures 2 et 4, l'importance du volcanisme calco-alkalin Tertiaire est très grande, à tel point que certains auteurs ont voulu individualiser cette chaîne volcanique comme une zone structurale particulière de l'Iran Central (cf. p. 10).

Ces roches volcaniques prennent une grande importance géodynamique lorsqu'on veut interpréter la structure de l'Iran en termes de tectonique des plaques (WELLS, 1968 ; DEWEY et BIRD, 1970 ; NOWROOZI, 1971 ; CRAWFORD, 1972 ; TAKIN, 1972 ; VIALON et al., 1972 ; DEWEY et al., 1973 ; JUNG, 1975...).

Pour SABZEHEI (1974), la chaîne volcanique d'Iran Central représente un rift intracontinental avorté ; je l'appellerai cicatrice éruptive Tabriz-Bazman, indiquant ainsi son extension géographique en Iran.

II - A.2. Zone d'Esfandagheh - Marivan

La ceinture structurale d'Esfandogheh-Marivan, qui fait partie du domaine central tel que le définit STÖCKLIN (1977), se situe entre la zone magmatique de l'Iran Central (cf. ci-dessus) et la zone du Zagros sensu-stricto (STÖCKLIN, 1968).

Déjà individualisée par plusieurs auteurs comme une zone structurale particulière, elle est connue sous les noms de : "zone de Hamadan" (SCHRÖDER, 1944), "Chaînes de Sanandadj-Sirdjan" (STÖCKLIN, 1968), "chaîne orogénique de Rezayeh-Esfandagheh" (TAKIN, 1971), "Zagros interne" (REYRE et MOHAFAZ, 1970), "domaine métamorphique" (BRAUD et BELLON, 1973 ; RICOU, 1974 ; RICOU et al., 1975), et enfin de "zone Esfandagheh-Marivan (NABAVI, 1976) (figure 3).

Cette zone et la zone d'Iran Central se rapprochent par la similitude de nombre de leurs caractères ; aussi peut-on les rattacher toutes deux dans un cadre structural à plus petite échelle, au domaine central (STÖCKLIN, 1975 ; GANSSER, 1955 ; FALCON, 1967). D'ailleurs plusieurs de ces auteurs n'ont pas séparé cette zone comme une zone tectonique différente et distincte de celle de l'Iran Central.

Selon STÖCKLIN (1968), son régime sédimentaire et son cadre structural seraient les mêmes que ceux d'Iran Central, et toutes les discordances mésozoïques ou tertiaires se rencontreraient dans l'une et l'autre zone. Pour cet auteur, ces deux zones se distinguent par l'absence presque totale du volcanisme tertiaire et le très faible développement des formations tertiaires dans la zone d'Esfandagheh-Marivan. En outre, ici les mouvements pré-Permien seraient plus fréquents, au moins localement (Golpaygan), qu'en Iran Central.

Il faut cependant noter que depuis le Précambrien, cette zone s'individualise par diverses phases tectoniques accompagnées d'un métamorphisme important et d'épisodes magmatiques.

Les travaux de différents auteurs ont permis de mettre en évidence plusieurs phases métamorphiques dans cette zone : phase calédonienne (?) (NABAVI, 1976), phase paléocimmérienne (HOUCMAND-ZADEH et al., 1972, 1973 ; HOUCMAND-ZADEH et NOGOLE, 1973 ; SABZEHI, 1974 ; BERBERIAN et NOGOLE, 1974 ; RICOU, 1974). Un âge post-Jurassique - pré-Crétacé a pu être attribué au métamorphisme de la partie Nord-Ouest de cette zone par GANSSER (1955), FALCON (1968), THIELE (1967), THIELE et al. (1968), etc... Selon BERBERIAN (1972, 1973), les mouvements orogéniques laramiens seraient responsables du métamorphisme des assises Jurassiques et Crétacées de la partie Nord-Ouest de la ceinture Sanandadj - Sirdjan.

Une phase métamorphique hercynienne a été proposée par THIELE et al. (1968) dans la région de Galpaygan ; elle est cependant contestée par divers auteurs (STÖCKLIN, 1968 ; HOUCMAND-ZADEH et al., 1973 ; etc...).

Au Nord-Ouest de la zone Esfandagheh-Marivan (figure 4), le complexe métamor-

phique de Mahabad avait été attribué à la phase précambrienne (EFTEKHAR-NEZHAD, 1973). Mais de nouvelles observations, soit dans la région de Baneh et Marivan, soit dans diverses parties du complexe de Mahabad, sont claires et démontrent l'existence d'un métamorphisme hercynien (NOGOLE, 1975). En effet, la séquence sédimentaire Précambrien terminal - Paléozoïque de la région de Mahabad montre un hiatus important de l'Ordovicien inférieur au Permien ; plusieurs auteurs l'ont interprété comme le résultat de simples mouvements épiorogéniques (soulèvement de la région au Paléozoïque Moyen). Mais de telles interprétations sont basées sur des observations antérieures qui sont souvent erronées : des formations lithologiquement semblables, mais d'âges différents, ayant été abusivement parallélisées, sans tenir compte du contexte structural de la région.

En effet, la présence de Paléozoïque inférieur fossilifère sur le complexe métamorphique de Mahabad permet de lui attribuer un âge Précambrien (EFTEKHAR-NEZHAD, 1973). Mais ceci n'est valable que pour les parties Est et Sud-Est de Mahabad : ailleurs, dans les autres endroits où affleure du Paléozoïque inférieur, celui-ci n'est pas discordant sur le complexe métamorphique, mais en est séparé par un contact faillé.

Par ailleurs, sur plusieurs affleurements (Kuh-e-Neyestan et Torjan, à 23 km au Nord-Ouest de Saqqez), j'ai pu observer que des dolomies, interprétées par EFTEKHAR-NEZHAD (1973) comme du Précambrien supérieur (formation de Barrout et Soltanieh), soit en réalité l'équivalent des dolomies du Permien (formation de Ruteh), tandis que des grès rouges de la base du Permien (formation de Daroud) avaient été confondus avec des grès semblables au Cambrien inférieur (formation du Lalun et de Zaïgun).

En outre, la présence de plusieurs niveaux de calcaires recristallisés mais à crinoïdes dans ce complexe montrent que son âge n'est sans doute pas Précambrien.

De plus, le complexe métamorphique de Mahabad-Baneh est surmonté par des formations fossilifères permienne, voire même d'âge plus récent, Jurassique ou Crétacé (EFTEKHAR-NEZHAD, 1973 ; NOGOLE, 1975).

En définitive, les principaux résultats que j'ai obtenus sur cette zone sont les suivants :

- Dans la partie Nord-Ouest de la zone Esfandagheh-Marivan, des séries de type plateforme se sont déposées sur un socle métamorphique Précambrien se poursuivant là jusqu'à l'Ordovicien inférieur. A l'Ordovicien inférieur, une phase d'extension a permis l'individualisation d'un nouveau bassin, dont les deux branches en V s'étirent selon les directions Nord Ouest - Sud Est et Nord Est - Sud Ouest.

- Contrairement à ce qui se passait dans le reste du pays, les dépôts dans ce bassin n'étaient pas du type plateforme.

- Avant le Permien, ce bassin a été déformé dans une phase de compression, avec déformation intense et faible métamorphisme des dépôts volcano-sédimentaires qui l'occupaient.

- Le Permien, surtout carbonaté, gréseux à sa base, repose en discordance sur les formations antérieurs du bassin.

- Le métamorphisme paléocimmérien a été ici très peu intense ; les calcaires et dolomies du Permien ne sont que peu recristallisés, et ont conservé des faunes suffisamment préservées pour être reconnaissable.

- Cette région a ensuite été affectée par les deux phases néocimmériennes et fini-Crétacé-Paléogène précoce. La première ne semble pas s'accompagner de phénomènes métamorphiques ; la seconde est associée à un métamorphisme très faible.

II - B. ASPECTS GÉNÉRAUX DE LA ZONE TABRIZ - BAZMAN

Ce rappel général résume les caractères des principales unités stratigraphiques et structurales de la zone ainsi que de leurs phases majeures de déformation. Cette analyse permet de souligner le rôle important des grandes fractures dans l'histoire géologique de la région (Planche I).

II - B.1. Le socle métamorphique précambrien

Ce sont les faciès recouverts par les dépôts de plateforme de l'Eocambrien. Constitués de gneiss, amphibolites, marbres, schistes, etc..., ces faciès ont une partie supérieure moins métamorphique (formation de Kahar). Toutes ces roches sont recoupées par des intrusions acides tarditectoniques.

II - B.2. Du Précambrien au Trias Moyen

Au-dessus du socle, la couverture est continue jusqu'au Trias moyen (STÖCKLIN, 1968) et de type plateforme, sauf en certaines zones plus mobiles (HAGHIPOUR et SABZEHEI, 1973 ; SABZEHEI, 1974). On a donc les faciès de plateforme et ceux des zones mobiles qui sont métamorphiques.

a) Les roches à faciès plateforme

Restées non recristallisées, ce sont des dolomies, calcaires, grès et évaporites, associés à des volcanites acides. Ces sédiments portent parfois, dans leurs variations de sédimentation, des traces des mouvements tectoniques calédoniens et hercyniens.

Le Cambrien est concordant sur le Précambrien supérieur sauf en quelques points où de faibles mouvements sont sensibles au début du Cambrien : grès sur une surface d'érosion éocambrienne.

Au début du Dévonien, les mouvements ont permis la discordance assez générale des formations du Dévonien moyen et supérieur (STÖCKLIN, 1968 ; NABAVI, 1974 ; 1976). Parfois, en quelques endroits ces mouvements ont été suffisants pour donner de véritables chaînes de montagnes avec métamorphisme (NABAVI, 1975).

Lors du Carbonifère moyen et supérieur il y a émergence presque générale et le Permien (grès et roches carbonatées) vient en discordance sur des terrains anciens variés : cela correspond aux mouvements hercyniens.

Il y a continuité entre Permien et Trias, mais parfois (Abadeh - N. d'Esfahan) avec des niveaux de transition.

b) Les roches métamorphisées des zones mobiles

Au cours du Paléozoïque, la plateforme est morcelée par une série de grands accidents. Dans les zones mobiles ainsi individualisées se déposent des matériaux différents de ceux de la plateforme voisine, et qui ont subi une histoire structurale et métamorphique particulière.

Cela se rencontre : aux extrémités NW et SE de la zone Esfandagheh - Marivan. SABZEHEI (1974) décrit les métamorphites de cette zone comme des dérivés de matériaux détritiques ou volcaniques tholéritiques déposés au Paléozoïque et depuis le Précambrien supérieur sur des systèmes en horsts et grabens parallèles à la faille du Zagros. Les recristallisations sont rapportées à l'orogénèse paléocimmérienne.

Un métamorphisme de cette époque est aussi invoqué par ALRIC et VIRLOGEUX (1977) pour les complexes de Abadeh - Neyriz. De même AMIDI (1975) décrit des métamorphites recouvertes par du Crétacé supérieur au Sud de Naïan, et comparables à des sédiments du Paléozoïque moyen et supérieur de la plateforme d'Iran Central, recristallisé à l'époque soit paléo, soit néocimmérienne.

C'est la même conclusion qui est donnée pour les roches d'origine volcano-sédimentaire de la région d'Hamadan (MAJIDI, à paraître ; BERBORIAN, 1973), ou pour celles de la région de Baneh où ces faciès d'âge post-Cambrien mais pré-Permien sont affectés par les métamorphismes hercynien et ultérieurs (NOGOLE, 1975).

II - B.3. Trias supérieur - Jurassique

Cette période est encadrée par les phases paléocimmérienne et éocimmérienne. Les roches rapportées à cette période reposent avec ou sans discordance sur les terrains antérieurs. Dans quelques régions (Yazd, Esfahan, Tafresh, Mahallat...), le passage du Trias moyen, calcaire (Shotori) au Trias supérieur, shisto-gréseux, est progressif. Au NW de la zone Trabiz-Bazman les schistes gréseux et grès du Lias (Shemshak) recouvrent les assises plus anciennes en légère discordance angulaire ; mais dans la région de Takab, le Jurassique moyen (et supérieur ?) est en contact progressif et concordant avec la formation de Shemshak.

Dans tout l'Iran occidental le Jurassique supérieur n'a jamais pu être mis en évidence. Mais des venues granitiques (Shir Kuh - SW Yazd) sont attribuées à la phase fini Jurassique (Néocimmérien).

Dans la zone d'Esfandagheh - Marivan, les faciès des sédiments déposés entre le Trias supérieur et le Jurassique supérieur sont différents de ceux des zones voisines appartenant à l'Iran Central. Les séries, à dominante schisteuse pélitique ou grésoschisteuses à intercalations volcaniques, sont celles qui sont ultérieurement fortement déformées et légèrement métamorphosées (Avaj, SW Hamadan...).

III - B.4. Crétacé

Il est constitué par une séquence incomplète reposant avec ou sans discordance sur un substratum plissé. Il s'agit surtout de calcaires et de marnes avec dépôts continentaux à la base, mais au Nord du Kuh e Sahand, le Crétacé prend un faciès flysch, et au Sud de Na'in des caractères volcano-sédimentaires avec un important volcanisme andésitique. Cette activité magmatique se retrouve en plusieurs endroits (Aqda, Avaj : Crétacé inférieur ; ou plus localement en Iran Central : Crétacé supérieur).

II - B.5. Les "coloured mélanges"

Sous ce nom (GANSSEY, 1965), on désigne des mélanges d'origine tectonique, d'ophiolites, de radiolarites et de roches sédimentaires variées auxquelles s'ajoutent parfois des blocs exotiques de provenances diverses. C'est la "chaîne ophiolitique axiale" de STÖCKLIN (1977). Il s'agit ici de la "sous chaîne septentrionale" ou intérieure, qui, depuis Naïn, s'étend vers le SE le long de la faille de Shahr e Babak. C'est une importante suture qui sépare l'Iran Central de la zone d'Esfandegheh-Marivan. Ce mélange typique n'a pas de signification stratigraphique mais structurale, ainsi que le souligne Sabzehei (1974).

II - B.6. Tertiaire et Quaternaire

Les formations de cet âge, essentiellement magmatiques, forment la majeure partie de la zone étudiée ici (voir Planche I).

Dans la zone d'Esfandagheh - Marivan, les sédiments tertiaires sont rares. Ce sont ceux de l'Iran Central. On distingue :

1 - Un complexe volcanique calco-alcalin, localement métamorphisé. C'est un volcanisme intermédiaire entre celui d'une zone intracratonique et celui d'une zone orogénique (LESCUYER et RIOU, 1976), mais ne doit pas être associé à un phénomène de subduction. Ce complexe de bordure de plateforme de l'Iran Central paraît pouvoir s'interpréter suivant le modèle des rifts intracratoniques avortés, proposé par SABZEHEI (1974) et repris ensuite par AMIDI (1975) et LESCUYER et RIOU (1976), valable pour toute la "cicatrice éruptive" Tabriz - Bazman. L'ouverture rythmique du rift aurait entraîné le volcanisme calco-alcalin mais n'aurait pas suffi à faire apparaître une croûte océanique tholéritique.

Les sédiments marins peu profonds intercalés dans les volcanites permettent de dater diverses phases magmatiques pendant l'Eocène.

2 - Des dépôts discordants récents, regroupés sur la carte géologique en une seule unité structurale (celle où ne s'observent que les seules déformations alpines récentes). Ce sont les deux séries de couches colorées rouges à faciès continental ou lagunaire, entre lesquelles s'intercale une série marine à faciès peu profonds de l'oli-gocène supérieur - Miocène inférieure : la formation de Qom. Le détail de ces formations est donné ci-après chapitre III-B.

3 - Une série conglomératique discordante du Néogène (Pliocène ?).

Dans le NW de la zone d'Esfandagheh - Marivan (région de Sanandadj - Kermanshah) la série éocène est constituée de marnes à intercalations volcanosédimentaires (RICOU et al., 1977).

Entre l'Oligocène et le Pliocène le magmatisme est représenté aussi par des intrusions granitiques à gabbroïques. Dans le NW de la zone, les intrusions débutent au Paléocène (RICOU et al., 1977 ; BERTHIER et al., 1974 ; HOUCHEMAND-ZADEH et al., 1973 ; NOGOLE, 1973, 1975).

Quant au détritique continental quaternaire, il se dépose dans les bassins intramontagneux et dans de grandes dépressions (Gavkhumi-Sirdjan, Qom-Ardekan). Une assez forte activité volcanique et sismique témoigne de la persistance des mouvements tectoniques à l'heure actuelle dans toute cette zone.

II - C. TRAITS STRUCTURAUX MAJEURS DE LA CICATRICE TABRIZ - BAZMAN

Les directions des grandes failles de la région ou des axes des plis principaux sont répertoriés sur le schéma structural simplifié de la région (Planche I). Ces structures ont souvent pu être rassemblées et comparées grâce à l'examen de différentes cartes géologiques existantes. Par ailleurs, le dispositif géométrique de ces structures déca-kilométriques est figuré sur le diagramme figure 5 rassemblant pour une meilleure visualisation les données du tableau 1. Cela permet de relier plus facilement les orientations des différents systèmes de failles et de plis et de proposer un modèle du mécanisme de leur genèse.

II - C.1. Les failles

On rassemble ici les failles majeures et les fractures de moindre importance. 245 mesures d'orientation sont rassemblées sur le diagramme (figure 5) où les pourcentages en nombre des directions de failles sont pondérés par leur longueur. La rosace obtenue correspond à des directions moyennes valables pour l'ensemble de la zone étudiée. Afin de comprendre les variations angulaires locales de ces directions, le tableau 1 indique l'évolution des orientations du NW au SE de la zone.

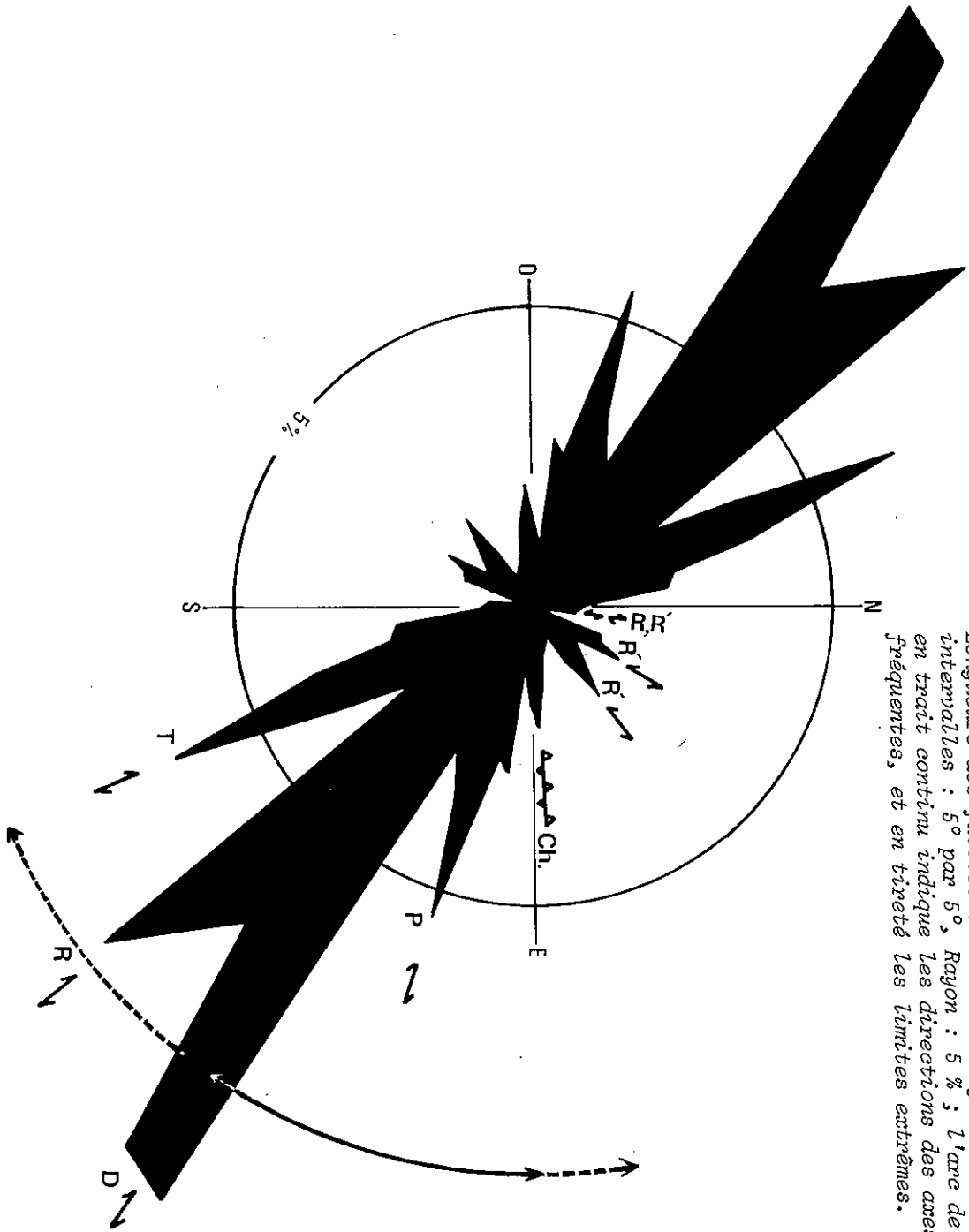


Fig. 5. Diagramme en rosace des directions structurales majeures de la cicatrice Tabriz - Bazman.
Longueurs des failles en % de la longueur totale (245 mesures) ; intervalles : 5° par 5°, Rayon : 5 % ; l'arc de cercle (flèche) en trait continu indique les directions des axes de plis les plus fréquentes, et en tireté les limites extrêmes.

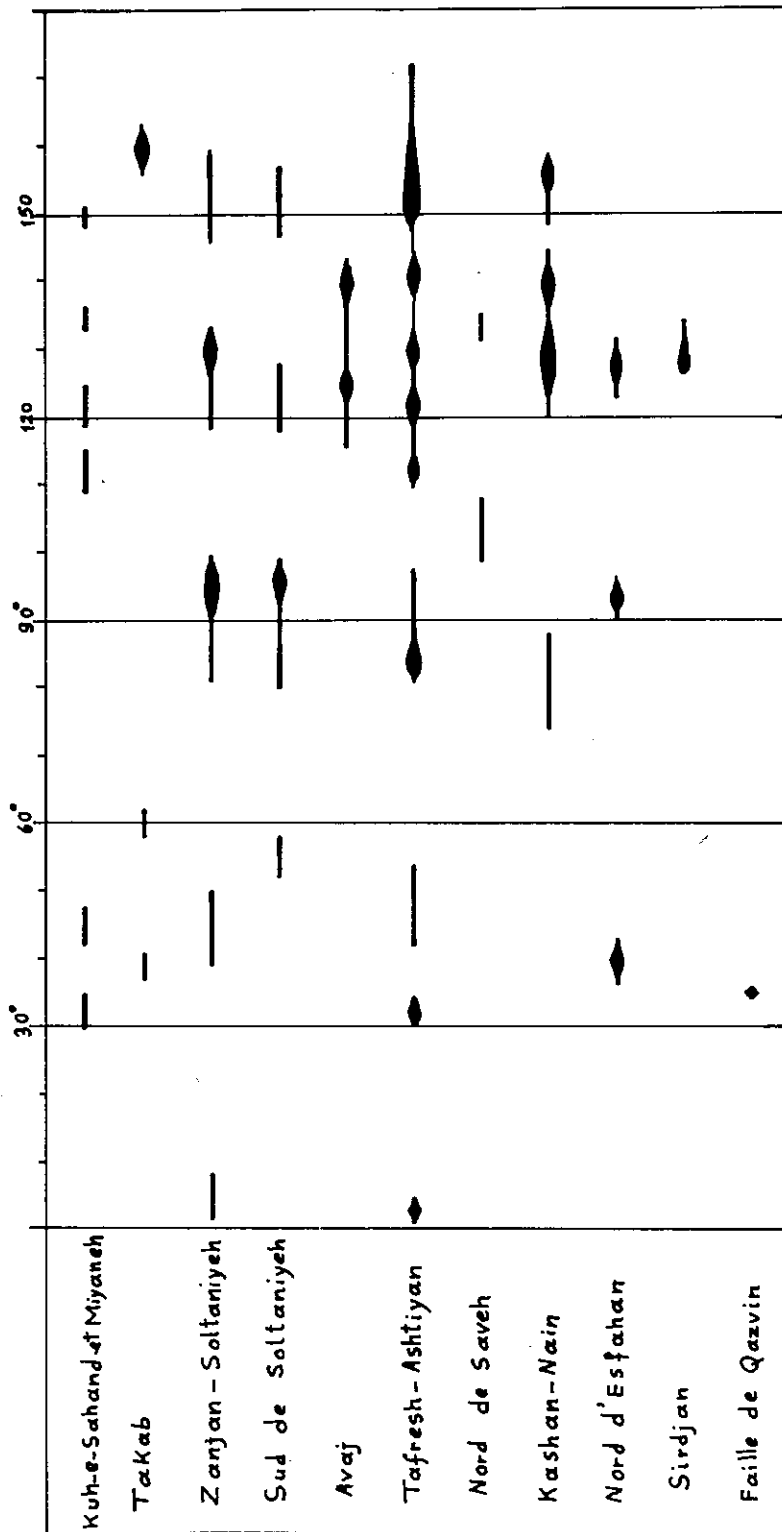


Tableau I. Variations des directions de fractures majeures dans la cicatrice éruptive de Tabriz - Bazman.

La comparaison des données (schéma structural, rosace et tableau) permet de rendre compte de la combinaison des différentes familles de failles associées à des déplacements rotationnels (failles courbes). Sept orientations préférentielles majeures apparaissent, et deux mineures, malgré une dispersion de détail.

Nous verrons plus loin que ces systèmes appartiennent à une zone de décrochement dans laquelle on peut rencontrer jusqu'aux fractures de troisième ordre. Ces différentes failles seront par la suite désignées par une lettre repère (figure 6), qualifiant le mode d'apparition du système (voir J.P. ROBERT, 1976). En l'absence de données sur le rejet de ces failles, les déplacements relatifs ont été appréciés grâce aux représentations cartographiques existantes. De ce fait, une part interprétative non totalement sûre intervient dans nos conclusions. Elle se justifie a posteriori par la cohérence du modèle choisi (cf. II-D).

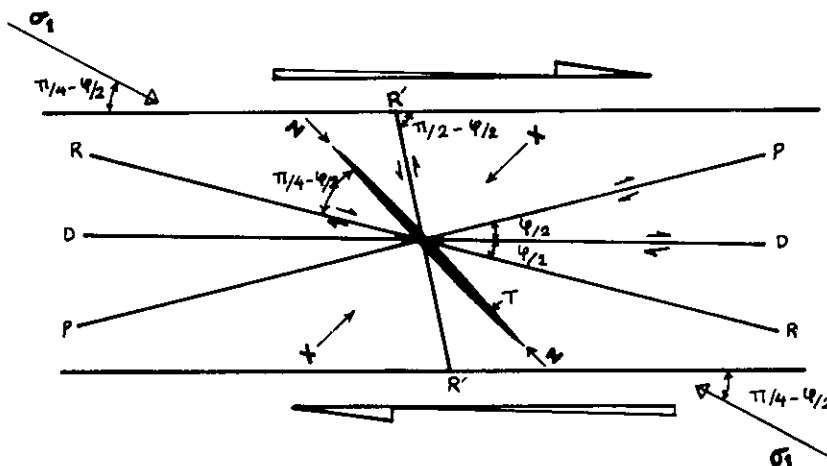


Fig. 6. Fractures d'une zone de cisaillement dextre.
Z : axe de raccourcissement maximal. - X : axe d'allongement maximal. -
D : cisaillement parallèle. - RR' : système conjugué de Riedel. -
P : système symétrique de R. - T : fissure d'extension. - ϕ : angle
de frottement interne (= moyenne 30°).

On distingue les groupes de failles suivants :

1 - Les failles fondamentales, failles D N125-130°E

Cette famille majeure est bien claire sur la rosace (figure 5) où la direction

N125-130 correspond à la branche la plus longue. C'est une orientation structurale générale de la zone étudiée où les grands accidents sont d'origine ancienne -jusqu'à précambrienne- et constituent des limites paléogéographiques valables tout au long de l'histoire géologique régionale.

Il s'agit des failles de : Tabriz, Soltanieh, Ab e Garm, Avaj, Khezr (cf. III-C.2.2 dans la région de Qom), Kashan, Fin, Abadeh, Bavanat, Deh Bid, Shar e Babak (et des failles qui limitent le "coloured melange"), les escarpements qui bordent les dépressions du Gavkhuni et Sirdjan, les limites entre la zone d'Esfandagheh - Marivan et la cicatrice éruptive de Tabriz - Bazman.

Tous ces accidents jouent un rôle important depuis le Précambrien dans la géologie-iranienne : ils limitent les bassins de sédimentation et les unités structurales. Ce sont des failles de décrochements dextres.

Parmi ces failles, nous détaillerons quelques caractères des plus importantes.

Faille de Tabriz. Faille majeure bien que cachée par les alluvions dans la dépression de Mianeh, elle se continue vers le NW sur des centaines de kilomètres.

Pour EFTKHAR-NEZHAD (1975), cette faille est un accident ancien réactivé à plusieurs reprises, qui a joué un important rôle paléo-géographique. C'est en effet la limite qui dès le Dévonien a séparé l'Azerbaïdjan en deux blocs : au NE une zone de subsidence durant le Dévonien inférieur ; au SW un domaine de plateforme qui dura jusqu'à la fin du Carbonifère.

L'activité récente de cette faille est évidente (séismes recensés par BERBERIAN et ARSHADI, 1975).

La continuation de la faille de Tabriz vers le SE est probablement représentée par l'escarpement de Zenjan, qui sépare la zone de l'Alborz de celle de l'Iran Central, mais qui a été déplacé par le jeu de fractures de second ordre.

Faille de Soltanieh. Cette faille de plus de 150 km de long limite au NE le horst de Soltanich (figure 7 ; STÖCKLIN et al., 1965, 1969). Sur la plus grande partie de son parcours, c'est une faille verticale, mais à 70 km au SW de Zenjan, elle devient chevauchante avec un pendage de 30 à 40° vers le SW. L'origine pré tertiaire de cet accident paraît certaine (STÖCKLIN et al., 1969).

La bordure SW du horst de Soltanich est représentée par un escarpement parallèle à la faille de Soltanich. Il domine la plaine de Kavand - Do Tappeh.

Faille d'Ab e Garm. Cette faille de direction moyenne N130 varie entre N117 et N145. Cette dispersion semble due à l'association "tressée" de failles de type D et de type R (fractures de second ordre de Riedel (R) sur le décrochement majeur D).

Selon BOLOURCHI (1975), qui désigne cette faille sous le nom de faille de Hassan Abad, cet accident détermine entre le Carbonifère inférieur et le Trias inclus la répartition des zones émergées ou non. Elle aurait été réactivée ensuite à plusieurs reprises.

La trace de cette faille peut être suivie sur plus de 100 km, le long desquels elle est parfois déplacée par des accidents de second ordre. Vers le NW, son prolongement est marqué par un escarpement suivi sur 100 km environ, limitant au S la plaine de Kavand - Do Tappeh.

Faille d'Avaj. Située à 20-30 km au SW de la précédente, cette faille constitue un faisceau de plusieurs fractures de second ordre.

Selon BOLOURCHI (1975), l'accident est actuellement une faille inverse fortement pentée vers le SW. Elle sépare les unités structurales de l'Iran Central et de Sannandadj - Sirdjan. Son origine remonte au moins au début du Paléozoïque comme en témoignent les données stratigraphiques.

C'est encore une faille réactivée à plusieurs reprises et quelques épacentres sismiques la jalonnent actuellement (BERBERIAN, 1976).

Zone faillée de Shahr e Babak. La carte structurale (Planche I) montre que cette zone d'accidents constitue, dans le SE de la zone étudiée à l'Est de la faille de Deh Shir, une importante discontinuité séparant la cicatrice éruptive de Tabriz - Bazman de la zone du "coloured melange" (ou (cf. I.E.2) la "chaîne ophiolitique axiale", de la zone d'Esfandagheh - Marivan).

Entre Deh Shir et Baft, cette zone d'accidents complexe se suit sur plus de 400 km selon des directions qui vont de N128 à N142. Ces dispersions sont apparemment dues au mouvement dextre dont la faille de Deh Shir est le siège et aussi à son association à des failles en gerbe (splay faults) engendrées par le déplacement dextre également sur cette zone de discontinuités associées (cf. II.D).

Autres discontinuités de direction D. Ces failles de moindre importance (voir l'énumération ci-dessus) ont un jeu à la fois chevauchant et décrochant dextre (ALRIC et VIRLOGEUX, 1977), dans toute la région d'Abadeh.

La limite entre les zones structurales de l'Iran Central et d'Esfandagheh - Marivan est marquée par de grandes dépressions dont l'organisation est surtout due aux discontinuités majeures de type D combinées à leurs satellites d'ordre inférieur. Ces limites sont toutefois un peu déformées par les phases tectoniques récentes et surtout par la phase Laramienne et celles qui la suivent.

2 - Les failles satellites de Type R (Riedel)

Ces discontinuités de second ordre se situent sur le diagramme en rosace (figure 5) selon une direction d'environ N145°E. Mais le plus souvent, il s'agit d'une combinaison D + R entraînant l'existence de failles courbes (failles d'Ab e Garm et d'Avaj par exemple). Elles sont décrochantes.

Ainsi est la faille de Tüslü Göl, marquée par un escarpement net, dont le tracé sur plus de 100 km est masqué, vers le NW, par les assises oligo-miocènes, ce qui permet de penser que son jeu est dû à des mouvements antérieurs. Cet accident fait partie de ceux qui forment la limite entre la cicatrice éruptive de Tabriz - Bazman et la zone d'Esfandagheh - Marivan.

3 - Les failles satellites de type P

Ce système, symétrique des failles de Riedel R sur la zone de décrochement principal D, a une direction N105-115°E et montre un jeu décrochant dextre. Comme dans le cas précédent, les failles P sont associées aux décrochements D et cela détermine des tracés courbes.

Cette famille est peu distincte sur la Planche I. Mais sur une carte géologique détaillée, leur présence est évidente, comme lors de mesures systématiques qui permettent de les mettre clairement en valeur sur la rosace des directions (figure 5).

Comme nous le verrons plus loin (figure 75), il ne faut pas confondre ces failles P avec celles des directions structurales de la région de Saveh - Qazvin qui sont, bien qu'orientées à N100°E, des discontinuités majeures de type D. Dans cette région, en effet, les orientations sont perturbées par des torsions dues au poinçonnement vers le S de la zone de l'Alborz (voir V.5).

4 - Les failles satellites de type T

Ces fractures d'extension, plus obliques que les failles R sur les décrochements majeurs D, sont également décrochantes dextres. Leur direction est le plus souvent N160-170°E.

Ce sont les failles de Kuh e Qebleh et de Qizil Uzun, qui limitent le complexe métamorphique du NE de Takab ; la faille de Kuh e Gurau (à 50 km à l'Ouest de Kashan) ; la faille de Zefreh et celle de Deh Shir.

Elles se développent en extension au cours du décrochement le long de la cicatrice éruptive, mais elles subissent dans le même temps une rotation anti-horaire en raison de l'aplatissement général de la zone (voir chapitre IV).

La faille de Deh Shir est l'accident le plus important de cette famille. Elle se suit sur environ 370 km et se termine au N vers Naïn et au S vers Sirdjan, par un "éclatement" de failles en gerbe. En ce cas, le décrochement dextre important qui la caractérise sur la partie où elle est unique, disparaît progressivement en se subdivisant dans les différents éléments des "gerbes" (voir II.D).

Cet accident sépare la dépression de Gavkhuni de celle de Sirdjan. Les torsions de structures liées à son jeu décrochant affectent une zone d'environ 80 km de largeur. Selon AMIDI (1975), le repère du décalage de formations identiques de part et d'autre de la faille, est l'indice d'un décrochement d'environ 50 km depuis le Crétacé supérieur. Le décalage apparent dextre des dépressions de Gavkhuvri et de Sirdjan est du même ordre de grandeur et même plus grand.

La faille de Zefreh, subverticale, limite clairement les formations du Paléozoïque et du Mésozoïque d'une part, des volcanites de l'Eocène d'autre part (Planche I). Selon AMIDI (1975), elle correspond à un décrochement dextre d'environ 2 km des calcaires du Crétacé supérieur.

Ces différentes fractures d'extension paraissent tronçonner des blocs transversaux (sensiblement E-W) en horsts et grabens successifs. Ces différents grabens pourraient être une communication possible entre les bassins de l'Iran Central et ceux de la zone d'Esfandagheh - Marivan (surtout en ce qui concerne les bassins marins peu profonds de l'Oligo-Miocène). Ainsi le bloc du Karkas (N d'Esfahan) et celui du complexe métamorphique de Takab, seraient des horsts, résidus du bloc transversal, et joueraient un important rôle paléogéographique.

5 - Les failles inverses ou chevauchantes

Cette famille est constituée par des failles à rejet vertical presque sans sujet horizontal, à direction pratiquement E-W. Dans la rotation générale de tout le système auquel elles appartiennent, leur direction est tordue entre N75 et N95°E (figure 5).

6 - Les failles satellites de type R'

Elles appartiennent au système conjugué de Riedel. Deux familles de directions moyennes N30 et N55 apparaissent. Ce sont des fractures antithétiques à déplacement sénestre de la zone de décrochement générale D (voir II-D). Mais on peut aussi les considérer comme des discontinuités du système d'extension-décrochant de type T. On aurait alors soit des fractures de second ordre (N30), soit des fractures de troisième ordre (N55) (voir figure 77).

A l'Ouest de la plaine de Qazvin existe un escarpement tectonique qui détermine un décalage de la trace d'une fracture de type D. Cet escarpement peut être interprété comme un accident N35°E conditionnant la morphologie du bassin de Qazvin, et poinçonnant ultérieurement les dépôts du Tertiaire. Cela semble confirmé par les changements de directions structurales qui existent plus au Sud dans la région de Saveh (voir II-D) et qui se trouvent dans la prolongation de cet accident présumé.

Dans le diagramme en rosace des directions d'accidents se distingue enfin une orientation entre NS et N10°E. Cette famille représente peut-être des fractures de troisième ordre (R senestres ou R' dextre, voir II-D et figure 77).

II - C.2. Les plis

L'étude régionale des variations de la direction des axes de plis, surtout dans la moitié nord-ouest de la zone, montre que ces axes sont toujours tordus et se dispersent suivant des orientations allant de N75 à N160°E (figure 5).

Deux directions sont plus fréquentes :

- presque E-W, parallèle à celle des failles inverses.
- N 125-130, parallèle aux accidents majeurs de type D.

Les virgations de ces axes de plis indiquent une rotation importante des axes de déformation dans la région. C'est une des caractéristiques des zones de décrochement. Ces virgations affectent toutes les formations depuis celles du Précambrien. Mais elles

sont beaucoup plus claires, et mieux développées (peut-être parce que plus faciles à repérer) dans les formations du Tertiaire.

II - D. CONCLUSIONS PARTIELLES SUR L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA CICATRICE ERUPTIVE TABRIZ - BAZMAN

De l'analyse préliminaire à l'échelle régionale des principaux traits structuraux de la cicatrice éruptive, que l'on reprendra en détail pour le secteur de Qom, on peut déduire que :

- Une direction d'accidents majeurs D-N125-130 existait dans la région depuis le Paléozoïque et peut-être même le Précambrien ;
- Ces fractures D ont un rôle paléogéographique important car elles contrôlent l'organisation des bassins de sédimentation et la répartition des zones structurales principales ;
- Les jeux précoces, ou anciens, de ces accidents sont indiqués par des variations brutales de faciès ou d'épaisseur des formations de part et d'autre des failles ;
- Les déplacements le long de ces failles sont non seulement verticaux mais également en décrochement horizontal dextre important ;
- Les sens de déplacement sont indiqués par différents marqueurs structuraux et sédimentaires et aussi par les relations angulaires entre les différentes familles de failles (figures 5, 64 et 77) ;
- Les structures précoces sont entraînées en une importante rotation d'ensemble et un aplatissement général de la zone de décrochement au cours de son fonctionnement ;
- Dans l'état actuel des connaissances, on ne peut pas séparer les phases de décrochement simple de celles d'aplatissement. Mais il est clair que ce sont les décrochements qui ont le rôle le plus important dans les phases alpines récentes (jusqu'au Néogène) et que ce mécanisme se poursuit encore aujourd'hui (TCHALENKO et BRAUD, 1974). Il n'y a d'ailleurs aucune raison pour rejeter l'idée de décrochements actifs durant toute l'évolution structurale depuis le Précambrien ;
- La forte intensité de la fracturation dans la cicatrice éruptive peut être à l'origine du volcanisme qui s'y concentre. En ce cas, le jeu décrochant majeur aurait

lieu durant le Tertiaire, époque d'activité volcanique principale ;

- En raison de l'association de fractures d'ordres différents toujours initiées sur les décrochements majeurs, s'individualisent des accidents apparemment continus mais courbes qui ne peuvent être désignés par seulement un nom (comme c'est malheureusement souvent le cas) puisqu'il s'agit de la conjonction d'accidents individuels différents. Il conviendrait donc de définir pour ces accidents les différents segments constitutifs avant de les dénommer. De même, lorsque deux familles de fractures ont des directions voisines (par exemple : système majeur et leurs satellites R et P associés), il est parfois délicat de les distinguer ;

- La morphologie des bassins de sédimentation est contrôlée par la combinaison des réseaux de fractures majeures (figure 5) et leurs profondeurs peuvent donner une idée de l'ordre de grandeur des rejets verticaux entre compartiments faillés ;

- Une partie de la rotation apparente des structures (par exemple dans la région de Saveh-Qazvin) est due en fait à un raccourcissement différentiel, en raison des formes des limites des bassins dont les saillants peuvent poinçonner les sédiments (figure 76) ;

- En raison du tronçonnement d'une zone initiale d'orientation moyenne N125-130°E par des décrochements dextres transversaux, la direction actuelle moyenne de la zone éruptive Tabriz - Bazman est devenue N140-145°E.

C H A P I T R E I I I

ETUDE DE LA VIRGATION DE QOM

III - A. INTRODUCTION

III - A.1. Présentation

Dans le chapitre précédent, on a envisagé l'histoire géologique et étudié les directions structurales majeures de la cicatrice éruptive Tabriz - Bazman à une échelle plurikilométrique. Afin de bien comprendre l'évolution structurale de cette zone, il conviendrait d'étudier en détail toutes ses virgations. Mais une analyse microstructurale de ce type entraînerait trop loin dans le cadre d'une étude comme celle-ci. On a choisi comme exemple la seule analyse des virgations de la région de Qom où les différents éléments structuraux sont clairs, les affleurements non altérés et les variations lithologiques permettent de bien comprendre les interactions structures-lithologies.

La présence de nombreuses unités lithologiques, aux comportements mécaniques variés, oblige d'abord à un examen détaillé de ces différents éléments qui commandent la structuration ultérieure. Cette démarche a entraîné au lever d'une carte géologique de détail au 1/22 000, d'un territoire d'environ 250 km², comprenant la majeure partie des éléments qui composent la virgation de Qom.

Les méthodes de travail utilisées ont été décrites dans la première partie de ce mémoire.

III - A.2. Aperçu géographique

Les structures désignées sous le terme "virgation de Qom" tirent leur nom de celui de la ville de Qom, située à environ 150 km au Sud de Teheran, et aux environs de

laquelle sont exposés les affleurements étudiés.

Qom se trouve aux abords d'un important gisement pétrolifère (champs de l'Alborz et de Sarajeh), aux limites d'une dépression intramontagneuse à fond plat (altitude moyenne de 900 m) constituée par des dépôts alluviaux qui occupent la partie N et NE de la région. Les chaînons montagneux bordiers de ces dépressions sont orientés E-W et NW-SE ; ils ont été parcourus sur 25 km au NW-W de Qom et sur 15 km au S.SE. Leurs sommets atteignent - 1570 m au Kuh-e-Kolangi ; 1226 m au Kuh-e-Nardaghi ; 1107 m au Kolah Ghazi et plus de 1600 m au Kuh-e-Yazdan. Leurs formes topographiques reflètent à la fois les structures majeures et les caractères lithologiques de la région.

Tous les différents accès au territoire étudié passent par Qom. Ils sont indiqués, comme la toponymie utilisée dans le texte sur la Planche II.

Cette région est caractérisée par son climat subdésertique où les températures varient de -12°C à $+45^{\circ}\text{C}$ (voir fig. 7).

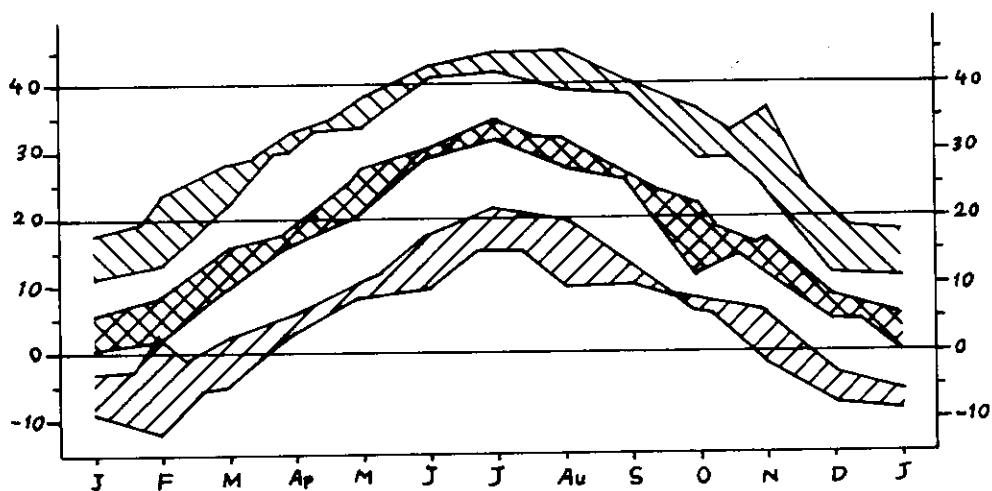


Fig. 7. Variations de la température moyenne, maximale, intermédiaire et minimale, à la station de Qom pour les années 1970-1975.

III - A.3. Historique des travaux antérieurs

La première étude géologique systématique de la région a commencé en 1949, dans le cadre de l'exploration des gites pétrolifères de l'Iran Central par Iran Oil Company. La nature confidentielle des résultats enregistrés ne permet l'accès qu'à quelques rares publications sur la région.

1955 : FURRER M.A., SODER P.A. et GANSSER A., présentent les premiers résultats sur les investigations géologiques dans la région de Qom.

1963 : ABAIE et al. présentent un article relatif à l'histoire et au développement des champs pétrolifères situés au Nord et au Sud-Est de Qom. A cette occasion, de nouveaux aspects géologiques de la région sont traités.

1964 : VATAN A. publie un guide géologique de la région de Qom qui comporte un résumé des travaux stratigraphiques et structuraux sur la région.

1965 : BOZORGNIA F. présente un article concernant la stratigraphie de la Formation de Qom dans les différents bassins sédimentaires de l'Iran Central.

Dans toutes ces publications, l'accent est mis sur l'aspect stratigraphique et paléontologique, étudié en détail dans la région ; mais le point de vue structural a été en général négligé. Lors du lever de notre carte géologique détaillée de ces mêmes secteurs, c'est donc sur les problèmes structuraux que l'on a insisté. Mais au cours de ce travail d'analyse structurale, plusieurs problèmes lithostratigraphiques ont été rencontrés qui permettent de discuter les idées précédemment émises à ce sujet. En dépit de l'intérêt structural principal de ce travail on devra donc tout d'abord envisager ces questions lithostratigraphiques.

III - B. LITHOSTRATIGRAPHIE

III - B.1. Présentation

Les formations sédimentaires et les assises volcaniques présentes dans la région de Qom occupent une épaisseur de 5 000 mètres (voir fig. 8).

L'âge de la série va de l'Oligocène au Quaternaire. Les sédiments se sont déposés dans un milieu marin peu profond et en milieu continental.

A G E	L I T H O L O G I E	F O R M A T I O N
Quaternaire	Terrasses anciennes, épandages de graviers ; alluvions.	
Néogène terminal	Conglomérats sableux et mal consolidés.	Equivalent de Bakhtiyari et Hezar Darreh
Miocène moy. - sup.	Grès, shales, conglomérats, marnes et gypses	Formation rouge supérieure = U.R.F.
Oligocène supérieure -Miocène inférieure	Calcaires, marnes ; calcaires et marnes gréseuses ; calcaires récifaux ; gypse ; shales ; grès, conglomérats ; roches volcaniques, basiques, intermédiaires et acides.	Formation de Qom
	Marnes multicolores, shales, gypse et andésites altérées.	Formation rouge inférieure = L.R.F.

TABLEAU II. - Différentes formations de la région de Qom.

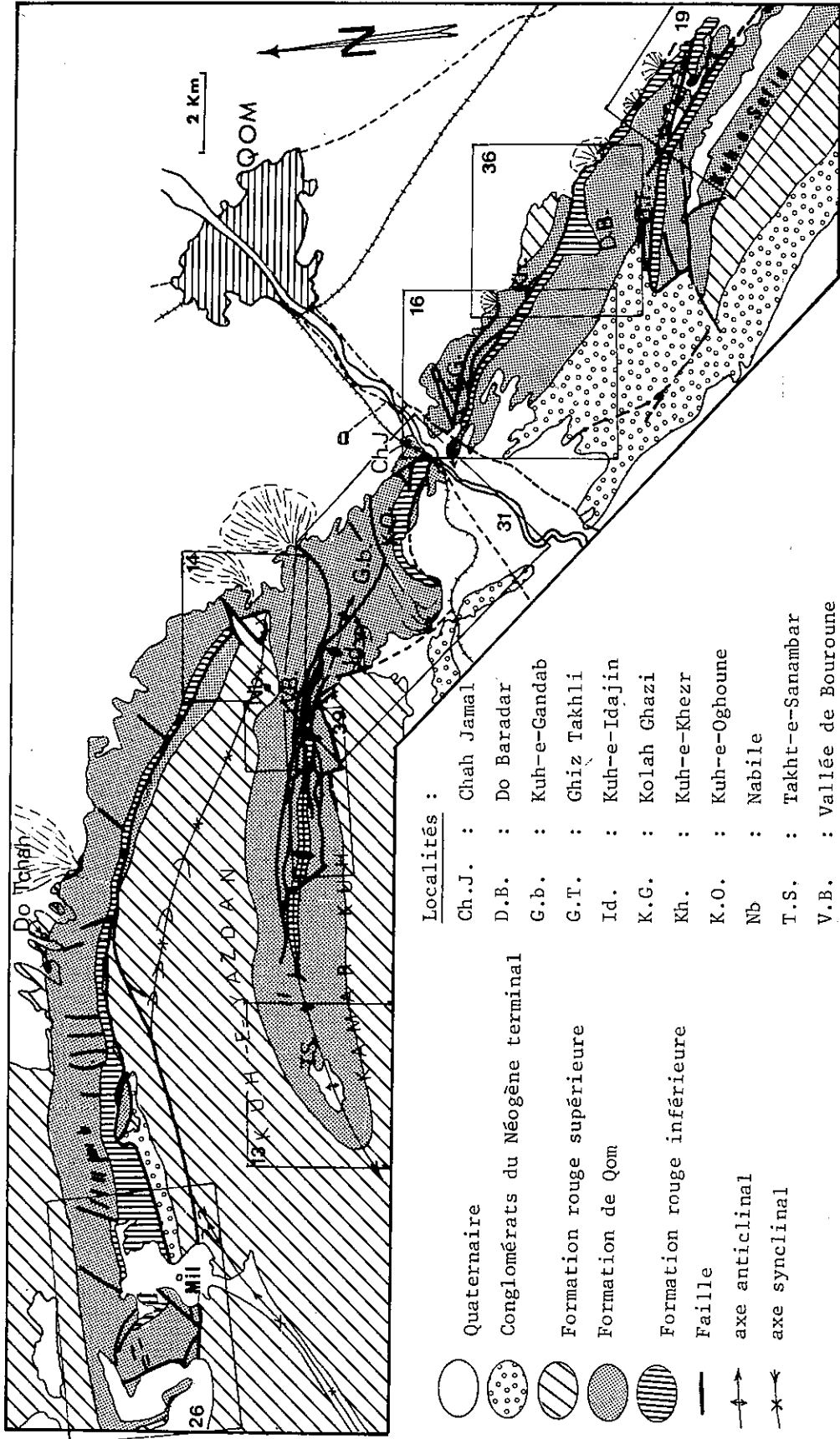


Fig. 8. Schéma géologique simplifiée de la région de Qom.
 Position des cartes géologiques détaillées et numéros de figures correspondants.

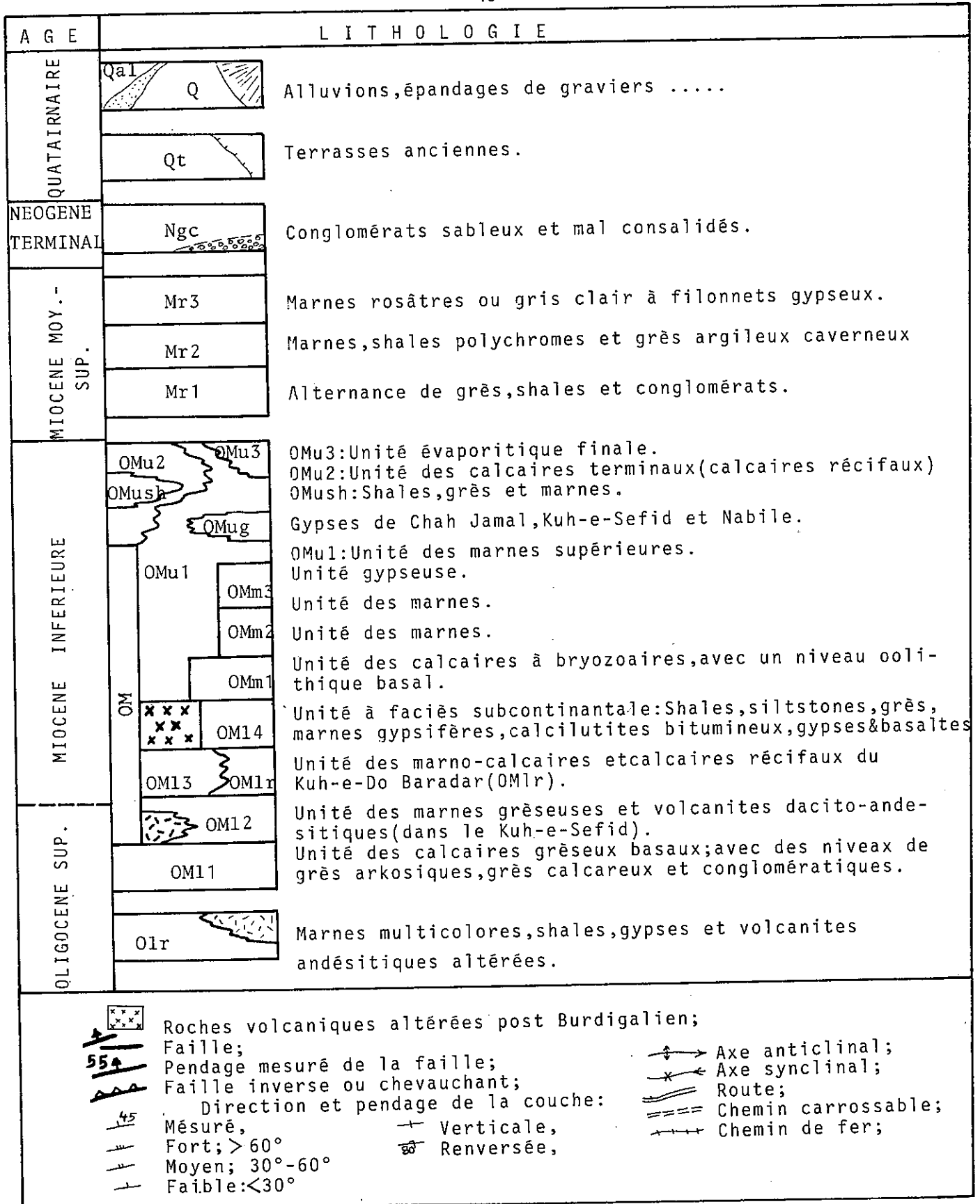


Fig. 9. Légende des cartes géologiques détaillées dans la région de Qom.

Dans les assises oligo-miocènes de la région de Qom, et plus généralement dans tout l'Iran Central, sont connues deux séries de couches repères colorées généralement rougeâtres, à des niveaux stratigraphiques très différents. On désigne communément la première sous le nom de Lower red formation (L R F), Formation rouge inférieure, et la seconde sous celui de Upper Red formation (U R F), Formation rouge supérieure. Ces deux formations se sont déposées en milieu continental et lagunaire.

Entre les deux formations rouges se situe la Formation de Qom (Q F : Qom Formation), constituée par des faciès marins peu profonds et comprenant des assises volcaniques et lagunaires. La formation de Qom est d'âge Oligocène-supérieur - Miocène inférieur, elle est en contacts concordants avec les formations rouges (LRF et URF).

Ces séquences oligomiocènes sont recouvertes en discordance par des conglomérats qui appartiennent très probablement au Pliocène. Nous les désignerons sous le terme de Conglomérats du Néogène terminal.

Cette suite se termine par des assises continentales du Quaternaire.

Le tableau II résume la suite des formations représentées et leur répartition.

III - B.2. Formation Rouge inférieure (Lower Red Formation = L R F)

Dans tout l'Iran Central ces "couches rouges" (Red Beds) qui indiquent un régime de sédimentation continental et lagunaire, séparent les assises volcano-sédimentaires de l'Eocène des couches marines peu profondes de l'Oligo-Miocène.

La dénomination L R F est due à A. GANSSER (1955).

Dans la région de Qom les dépôts de la L R F affleurent dans le coeur des axes anticlinaux de tous les secteurs (fig. 8). Il s'agit d'alternances de marnes très argileuses, colorées (verdâtres, rougeâtres, grisâtres) parcourues de fines bandes gypseuses (quelques millimètres à 2 centimètres d'épaisseur) et de shales, siltstones et grès hématitiques. Dans la région Sud on rencontre également des assises volcaniques associées à ces sédiments (laves et pyroclastites andésitiques).

La lithologie et l'épaisseur de cet unité lithostratigraphique varient très rapidement, et d'un endroit à l'autre on peut ne pas retrouver la succession décrite. Par exemple au Sud du Kuh-e-Khezr et autour du Kuh-e-Do Baradar, un complexe volcanique d'environ 150 m (maximum) se rencontre au sommet de la LRF.

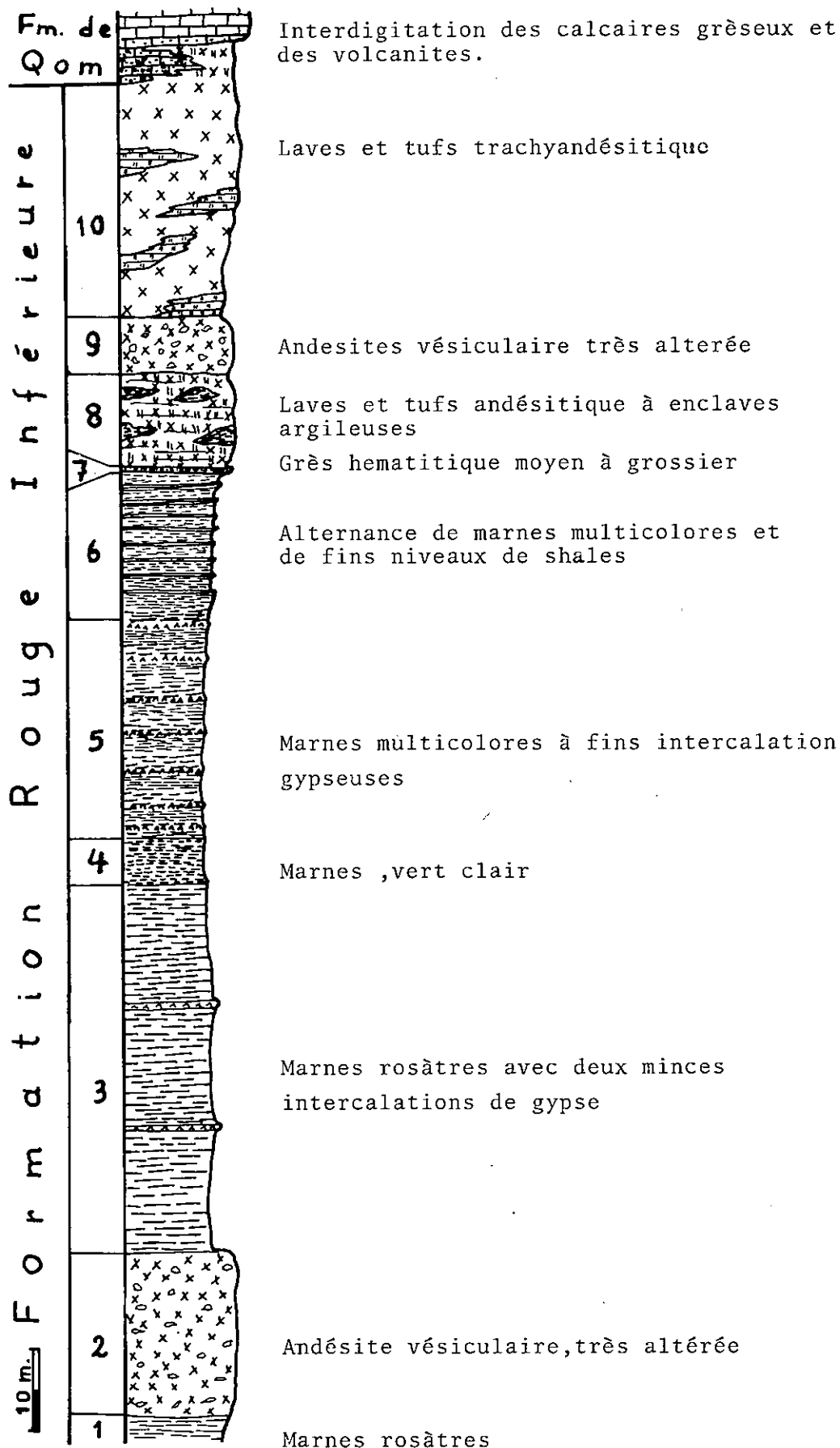


Fig. 10. Coupe de la L.R.F. dans le Kuh-e-Do Baradar, (1,5 km SE du Kuh-e-Khezr).

Une colonne stratigraphique schématique (fig. 10) représentative des séquences présentes entre le Kuh-e- Khezr et le Kuh-e-Do Baradar, indique les variations locales des faciès volcaniques et lagunaires ainsi que la nature du sommet de la LRF. Comme on peut le voir, les andésites vésiculaires altérées ou les assises pyroclastiques alternent avec les marnes gypsifères.

Les limites inférieures de la LRF sont le plus souvent couvertes par les alluvions et inobservables. Mais à sa partie supérieure, la LRF montre bien la brutalité des intercalations calcaires marines avec les laves andésitiques. En effet, dans toute la région le sommet de la LRF est très net et se traduit par un changement lithologique et morphologique marqué.

Les laves de cette formation, peu abondantes au Sud du Kuh-e-Oghoune et absentes dans le Kamar Kuh et les chaînons du Mil-DoTchah, contiennent des enclaves de roches sédimentaires. Cela indique que l'activité volcanique est contemporaine de la sédimentation dans les bassins lagunaires et continentaux.

En général on subdivise la LRF de la région de Qom en deux unités lithologiques :

- A la base : l'unité évaporitique inférieure constituée essentiellement de sel compact avec quelques intercalations de shales, argilites et des couches d'anhydrite grisâtre assez épaisses. A 6 km au Nord de Do-Tchah, un dôme de sel (le Kuh-e-Namak), terminaison périclinale d'un anticlinal de l'Alborz, appartient à cette unité. Il est attribué à cette unité par datations radiométrique et palynologique (ABAIE et al., 1963).

- Au sommet : l'unité des couches rouges supérieures dont une partie affleure dans les secteurs étudiés et qui comprend une séquence de faciès lagunaire et continentaux.

Dans la région de Kahak, l'épaisseur de la LRF varie de 300 à 1 000 mètres (SODER et FURRER, 1955) ; mais aux environs de Shirin Bolagh (entre Esfahan et Qom), elle est réduite à 50-100 mètres. Elle est constituée de couches conglomératiques rouge foncé reposant en faible discordance angulaire sur les roches volcaniques de l'Eocène (J. STÖCKLIN, 1952). Ce contact faiblement discordant du conglomérat de base de la LRF sur l'Eocène, a également été observé sur quelques kilomètres dans le Nord-Ouest de la région, vers Saveh (H. HUBER, 1953).

La présence de "salt casts" dans les shales et siltstones hématitiques de la LRF de cette région (surtout au N vers le Do-Tchah) caractérise bien sa sédimentation en milieu lagunaire. Plus tendre que les calcaires de la formation marine qui la surmonte,

la LRF se distingue facilement, avec sa coloration et son réseau hydrographique en chevaux parallèles, aussi bien dans le paysage sur le terrain que sur les photographies prises d'avion.

Age : En l'absence de fossiles; l'âge de la LRF ne peut être directement déterminé. Mais sa position entre la série éocène fossilifère bien datée et celle de l'oligo-miocène qui l'est aussi, permet de la ranger entre l'Eocène supérieur et le Sannoisien (ABAIE et al., 1963).

III - B.3. Formation de Qom

III-B.3.1. Généralités

Les assises marines peu profondes de l'Oligo-Miocène de l'Iran Central, ont été dénommées "Formation de Qom" par les géologues de la NIOC. Elles sont l'équivalent de la Formation d'Asmari des chaînes de Zagros.

En raison d'importantes variations latérales de faciès dans la Formation de Qom, il n'est pas possible de choisir une coupe stratigraphique type, représentative de la formation. Cependant l'extension et le développement géographique des assises appartenant à cette formation dans la région permet de choisir Qom comme "région type". L'importance de la formation de Qom, comme de celle d'Asmari dans le Zagros, réside dans le fait qu'elle est la roche magasin des gites pétroliers de ces régions. A cause des sondages effectués pour le pétrole dans les champs de l'Alborz et de Sarajeh, à environ 8 km au N et 30 km au SE de Qom, on possède des données précises sur toute une partie de la région où la formation de Qom n'affleure pas (voir ABAIE et al., 1963...).

Ainsi les géologues de la NIOC ont-ils pu rassembler d'importantes données précises sur la paléontologie et la biostratigraphie de la Formation de Qom. Mais certains problèmes lithostratigraphiques n'ont pas été poussés dans toutes leurs implications structurales. C'est ce que nous allons nous attacher à faire ici.

Les alternances de niveaux compétents et incompétents ont par exemple entraîné des mouvements de glissement, allant jusqu'à des chevauchements, sur les plans parallèles aux couches. Du fait de ces glissements, il y a réduction apparente des épaisseurs des suites stratigraphiques par expulsion de quelques unités lithologiques. Ces réductions ont été abusivement interprétées auparavant comme des variations de faciès, alors qu'elles sont uniquement structurales.

Cet exemple montre qu'il est donc nécessaire de conduire concurremment une étude lithostratigraphique et une analyse structurale, de la formation de Qom. Cependant, pour permettre de se référer aux travaux antérieurs, il est nécessaire de rappeler les subdivisions admises jusqu'ici pour la Formation de Qom. Ces subdivisions seront discutées et vérifiées sur les exemples précis de la région, et notre nouvelle répartition de faciès sera enfin présentée. Naturellement, seules les implications structurales nous intéressent ici, l'aspect sédimentologique et stratigraphique sortant du cadre de ce travail, nous n'envisagerons les seuls résultats importants du point de vue lithostratigraphique que pour leurs conséquences tectoniques.

III-B.3.2. Subdivisions anciennes de la Formation de Qom

Les subdivisions adoptées en 1955 (SODER, FURRER et GANSSER) sur la base des résultats de l'étude stratigraphique de la région de Qom, par la NIOC, proposaient six unités lithologiques : de bas en haut on décomptait :

- a) Calcaire basal
- b) Marnes gréseuses
- c) Alternance de marnes et calcaires (avec, dans le Kuh-e-Khurabad au SE de Qom, une unité volcanique)
- d) Evaporites
- e) Marnes gris verdâtre
- f) Calcaire terminal.

Par la suite, en 1963 (ABAIE et al.), des détails sont apportés à ces subdivisions. L'unité c) a été par exemple morcelée en quatre sous-unités :

- c₁) : Calcaires et marnes
- c₂) : Séquence subcontinentale de shales, grès, anhydrite et gypse
- c₃) : Calcaires
- c₄) : Marnes.

De même le calcaire terminal fut regroupé dans l'unité e), car ce calcaire à faciès récifal fut considéré comme une variation latérale de l'unité des marnes gris verdâtres. Enfin, ABAIE et al. (1963) ajoutèrent une unité évaporitique d'origine marine à la fin de la séquence : cette dernière unité de la formation de Qom constitue en effet les "cap rocks" des gites pétrolifères où elle atteint 220 m dans le champ de l'Alborz et 105 m dans celui de Sarajeh. Cette unité affleure également dans la partie N du territoire étudié où elle a une épaisseur réduite à 60 m.

Avec les derniers résultats stratigraphiques publiés sur la formation de Qom (BOZORGNIA, 1965) ces subdivisions ont été modifiées et précisées. On insistera ici sur

les caractères qui intéressent surtout notre région d'étude. On distingue de bas en haut :

a) Calcaires massifs, organo-détritiques, plus argileux et gréseux à leur partie basale. 34 à 80 mètres.

b) Marnes et marnes gréseuses avec intercalations de grès. 149 à 319 mètres.

Le passage de l'unité a) à l'unité b) est facile à déterminer : il est marqué par l'apparition des grès. Vers le haut l'unité b) passe progressivement à l'unité c₁).

c₁) Alternance de marnes et calcaires avec augmentation vers le haut de la proportion en marnes. 130 à 380 mètres.

c₂) Gypse, shales rouges à grises et grès rouges. En général, cette unité a une épaisseur qui varie de 6 à 150 mètres mais dans la région de Khurabad (SE de Qom) elle atteint 300 mètres en raison d'activités volcaniques. Cette unité correspond à une régression locale et indique donc la fin d'un premier cycle sédimentaire.

c₃) Calcaires riches en bryozoaires. 30 à 70 mètres.

c₄) Unité la plupart du temps constituée par des marnes, mais quand la proportion en calcaire domine, la distinction en c₃) et c₄) est difficile.

d) Gypse et shales rouges. Cette unité ne se retrouve pas partout dans les différents bassins oligo-miocènes de l'Iran Central et elle indique une régression locale dans la région de Qom. Elle achève le deuxième cycle sédimentaire de cette région. Son épaisseur varie de 20 à 40 mètres.

e) Marnes avec quelques intercalations de calcaires argileux. 80 à 650 mètres.

f) Calcaires, qui, dans la région de Qom, correspondent à une variation latérale de faciès de l'unité e) avec interdigitations des différentes lithologies. 180 à 320 mètres.

Dans la région de Qom, cette formation est attribuée par BOZORGNIA (1965) au Chattien supérieur - Burdigalien.

III-B.3.3. Les problèmes des variations de faciès

Comme on l'a déjà mentionné, les différents coupes que l'on peut effectuer dans la région de Qom, permettent de distinguer des variations lithologiques verticales et latérales qui justifient la distinction en nombreuses unités et sous unités lithostratigraphiques. Ces distinctions vont pouvoir être vérifiées grâce à neuf coupes choisies. La présentation de la lithostratigraphie de ces coupes sera simplifiée et servira surtout à permettre les corrélations.

Nous verrons successivement ces coupes depuis le NW en direction du SE de la région étudiée. Chaque coupe est accompagnée d'une colonne stratigraphique synthétique et d'une carte d'extension des faciès sur le terrain. Les différents secteurs sont situés sur la figure 8.

a) Coupe de Mil-Do Tchah (fig. 11)

Cette coupe intéresse les unités lithologiques observables dans la partie N de la région étudiée, dans les montagnes de Mil Do Tchah (fig. 8 et 11) sur une longueur de 18 km environ. Les affleurements constituent le flanc inverse d'un anticlinal dont le flanc normal est coupé par de grandes failles. On distingue les unités suivantes :

1. Calcarénites et calcirudites plus ou moins gréseux, plus gréseux vers le sommet où l'on passe à des grès arkosiques à ciment calcaire. environ 85 m.
2. Marnes gréseuses à intercalations de grès argileux. environ 125 m.
3. Alternance de calcaires (calcarénites) et marnes, plus marneux vers le sommet, avec quelques niveaux gréseux ou silteux. environ 350 m.
4. Calcilutite bitumineux, très finement lité ; marnes gypsifères ; gypse ; shales ; siltstones et grès hématitiques. environ 75 m (voir fig. 20).
5. Calcirudite à bryozoaires avec niveau oolitique vers la base. environ 70 m.
6. Marnes vert clair, environ 40 m.
7. Gypse avec minces intercalations de marnes ou argilites hématitiques. environ 20 m.
8. Marnes avec quelques intercalations de calcaires argileux. environ 400 m.
9. Gypse, marnes et shales hématitiques ou gypsifères. de 15 à 60 m.

La limite inférieure de cette suite, au contact avec la LRF, est concordante, mais nette. Elle correspond à un changement du milieu de dépôt.

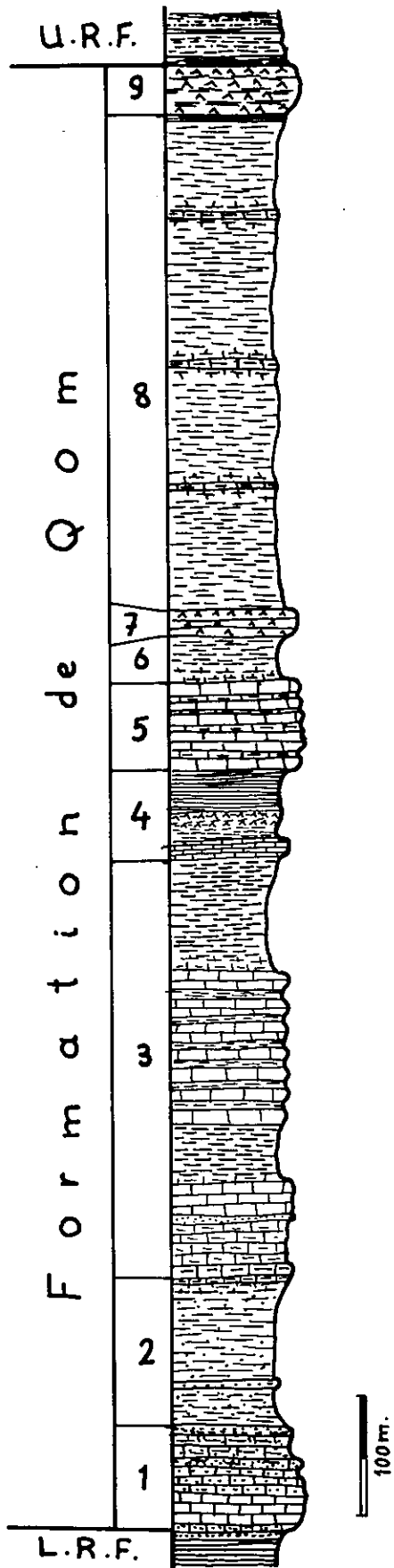


Fig. 11. Coupe de Mil-Do Tchah.

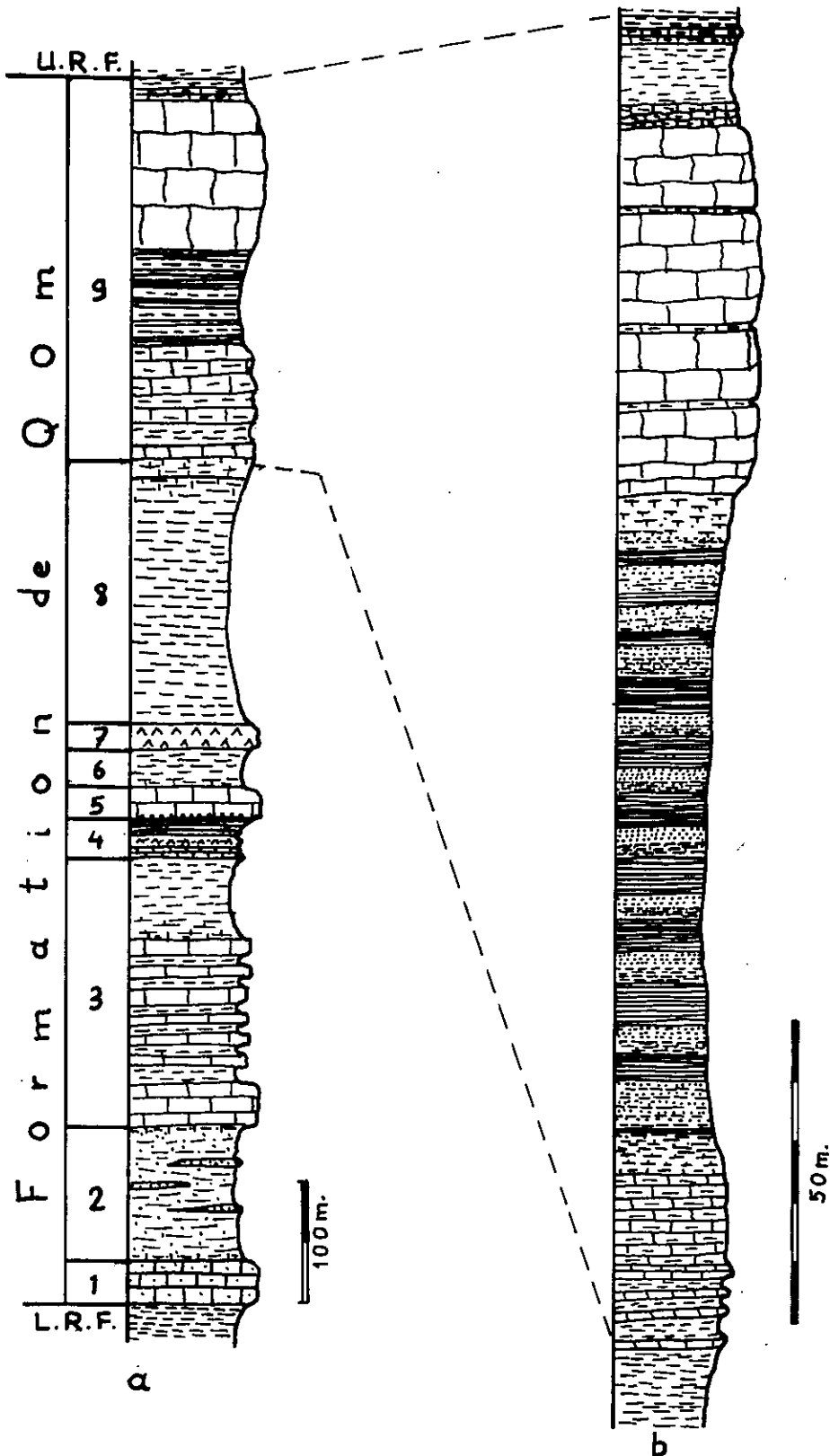


Fig. 12. Coupe de Kamar Kuh.
a) Log synthétique de la Formation de Qom dans l'anticlinal de Bouroune (Kamar Kuh), à l'Ouest de la vallée de Bouroune.
b) Coupe détaillée de l'unité des calcaires terminaux dans la terminaison périclinale occidentale de l'anticlinal de Bouroune (voir fig. 13).

La limite supérieure est progressive et l'on passe avec toutes les transitions de la Formation de Qom à la URF. Cela est particulièrement clair au N de la Gheshlagh-e-Mil (fig. 26) où l'unité 9 atteint 60 m d'épaisseur et où le passage à la URF se fait par croissance de la proportion de lits marneux ou shales colorés.

Entre les différentes unités les limites sont généralement graduelles sauf entre 4 et 5, et aussi entre 7 et 8. Les passages les plus progressifs sont ceux qui limitent l'unité 2, surtout vers l'unité 3.

b) Coupe de Kamar Kuh (fig. 12)

Situés à 5 km au S de la Do Tchah, les faciès de la formation de Qom intéressés par cette coupe affleurent dans un anticlinal sur 10 km environ. Comme indiqué figure 12a, cette coupe comprend les unités 1 à 8 de la coupe précédente, mais un nouveau faciès de calcaires récifaux se développe au sommet (fig. 12b). Cette nouvelle unité passe latéralement aux marnes (unité 8 de la coupe Do Tchah) et son épaisseur va de 0 à plus de 200 mètres. Dans cette coupe, l'unité évaporitique (9) manque et les calcaires récifaux sont directement surmontés par la URF par l'intermédiaire d'un bref passage de transition.

Entre les calcaires récifaux et l'unité marneuse sous-jacente existe une transition constituée par un niveau de calcaire crayeux blanc. Celui-ci correspond à un substratum rigide nécessaire à la prolifération des faunes qui ont participé à la construction du récif ultérieur.

Dans la terminaison périclinale occidentale de l'anticlinal de Kamar Kuh, une lentille d'environ 3 500 m de long sur 100 m d'épaisseur maximale et constituée de shales, grès et marnes gris verdâtre ou jaunâtre, affleure dans les calcaires récifaux (fig. 13). Des traces de courant et des fentes de dessiccation indiquent que le milieu de dépôt de cette lentille peut être péri-récifal. L'intercalation de tels faciès dans un récif paraît correspondre à des étapes successives de croissance ou de régression du récif dans le temps.

Par rapport à la région de Do Tchah l'épaisseur totale de la formation est ici réduite d'environ 200 mètres. Mais comme nous le verrons plus loin, cette variation d'épaisseur n'est pas entièrement à mettre sur le compte de variations de sédimentation mais aussi sur celui des déformations différentielles entre niveaux compétents (calcaires) et incompétents (marnes).

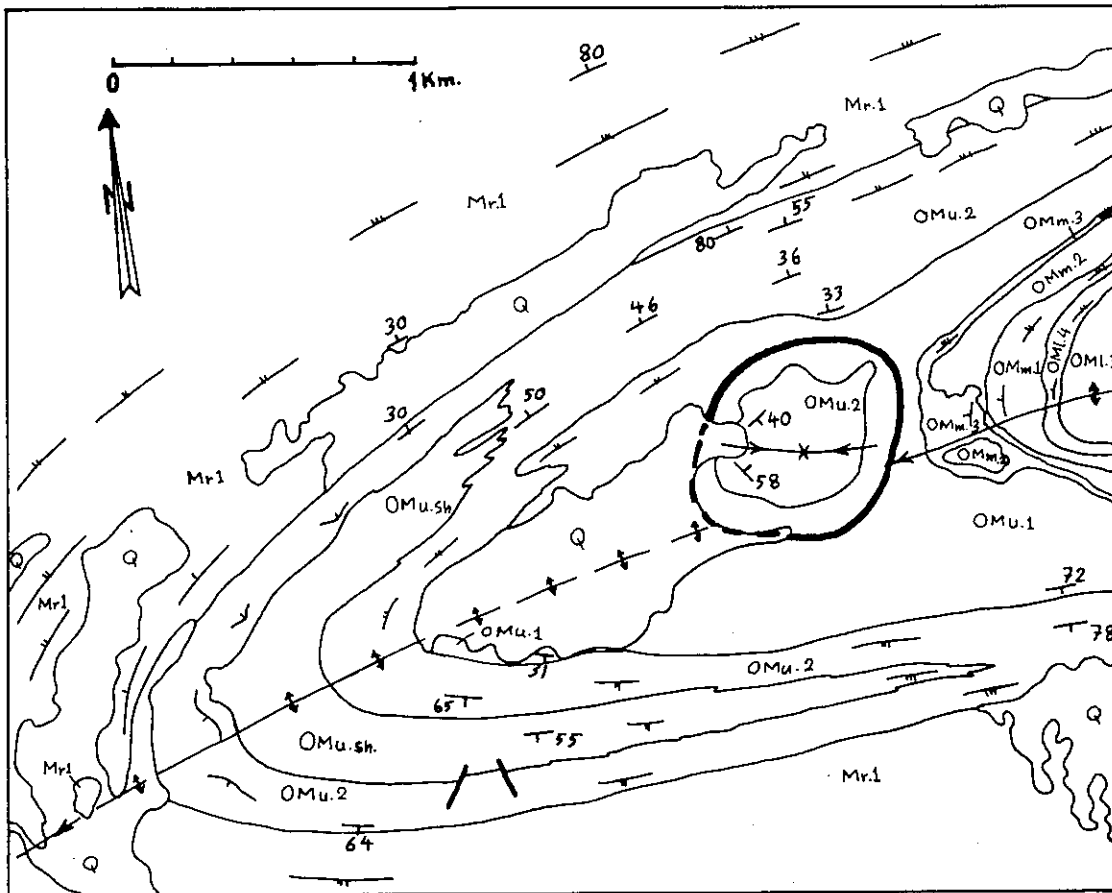


Fig. 13. Carte géologique de la partie occidentale de l'anticlinal de Bouroune.

c) Coupe de Nabile (fig. 14)

Cette coupe comprend la partie supérieure de la Formation de Qom qui affleure dans la région de Nabile, à 8 km environ à l'Ouest de Qom (fig. 8 et 14). Sous la URF on a la succession suivante, de haut en bas :

- U R F.
- Marnes vert clair. 0 - 35 m.
- Gypses à intercalations marneuses. 0 - 25 m.
- Marnes vert clair. environ 70 m.
- Calcaires (calcirudite) à faciès récifal. 0 - 50 m.
- Craie blanche. quelques mètres.
- Marnes recouvertes par les alluvions des terrasses quaternaires.

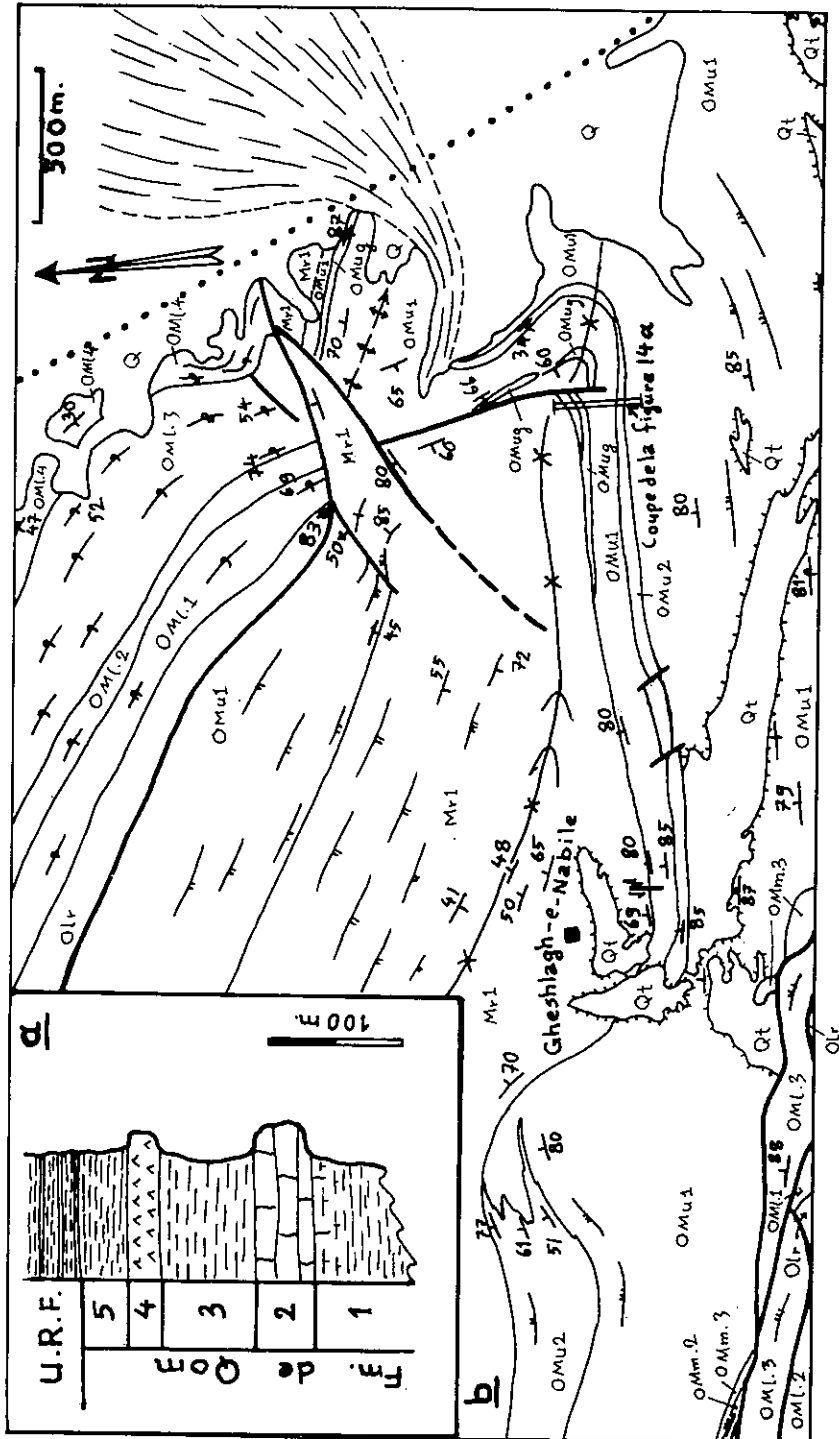


Fig. 14. Variation de faciès de la région de Geshlagh-e-Nabile.
 a) Coupe de la partie supérieure de la Formation de Qom à l'Est de Nabile, b) Carte géologique.

Cette unité est l'équivalent de l'unité 8) de la coupe de Mil-Do Tchah et les calcaires récifaux représentent la continuation latérale de l'unité 9) de la coupe de Kamar Kuh. Les gypses intercalés dans les marnes vertes à faune marine, situées au-dessus des calcaires récifaux sont généralement bien distincts. Mais vers l'Est de Nabile l'épaisseur des unités marneuses supérieures diminue et les gypses sont directement à la base de la URF (voir fig. 60 b).

d) Coupe de l'Idajik - Oghoune (fig. 15a)

Entre le Kuh-e-Idajik et le Kuh-e-Oghoune, dans le flanc sud du synclinal perché d'Idajik (fig. 8 et 31), la Formation de Qom peut, sur 950 m d'épaisseur, être subdivisée en neuf unités (fig. 15a). Ce sont, de bas en haut :

1 - Calcarénites et calcirudites, plus gréseux vers le haut. environ 80 m.

2 - Marnes gréseuses avec deux niveaux de grès argileux de quelques mètres d'épaisseur. environ 250 m.

3 - Alternance de calcarénites, calcirudites et marnes. Vers le haut : augmentation de la proportion de marnes. environ 340 m.

4 - Comparable à l'unité 4 de Do Tchah, cette unité se décompose en trois niveaux de bas en haut :

- calcilutite bitumineux finement lité
- évaporites (gypse)
- marnes, siltstones hématitiques.

Mais ces sous-unités sont peu continues et leurs épaisseur et lithologie varient rapidement latéralement (fig. 21). Epaisseur totale en moyenne : 55 m.

5. Calcirudites à bryozoaires avec, à la base, un niveau oolithique. environ 65 m.

6. Marnes vert clair. environ 80 m.

7. Gypse. environ 20 m.

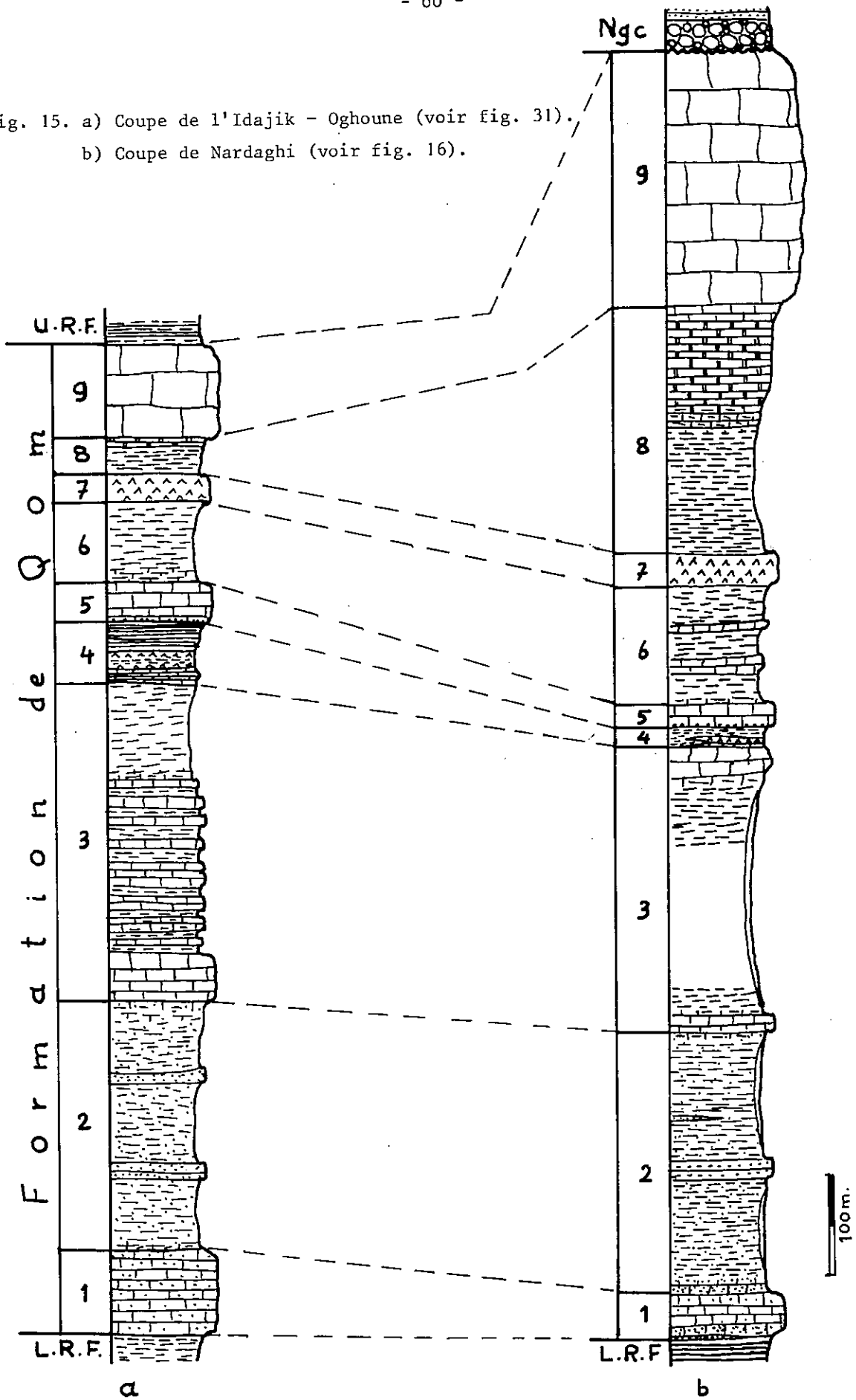
8. Marnes, plus calcaires vers le haut. environ 40 m.

9. Calcaires récifaux massifs. environ 80 m.

Les passages entre ces différentes unités sont graduels, sauf entre les unités 4 et 5 et aussi 7 et 8.

On soulignera les importantes variations de faciès dans la partie supérieure de ces assises et surtout une considérable variation d'épaisseur des unités supérieures.

Fig. 15. a) Coupe de l'Idajik - Oghoune (voir fig. 31).
b) Coupe de Nardaghi (voir fig. 16).



L'unité 8, par exemple, a 350 m environ de moins que dans la coupe de Mil Do Tchah qui n'est pourtant qu'à 4 km plus au Nord.

e) Coupe de Nardāghi (fig. 15b)

Cette coupe montre les faciès qui affleurent au S de Qom, entre la rivière de Qom (Qom Rud) et le Kuh-e-Do Baradar (fig. 16). La coupe qui va du Kuh-e-Khezr vers le Kuh-e-Nardaghi (fig. 15b), permet de distinguer, de bas en haut, les unités suivantes :

1 - Calcarénites et calcirudites avec des niveaux gréseux et conglomératiques surtout dans les parties inférieure et supérieure de l'unité. environ 45 m.

2 - Marnes gréseuses à intercalations de grès, calcaires gréseux et niveaux un peu conglomératiques. environ 260 m. (l'épaisseur de cette unité diminue très rapidement en allant vers le Kuh-e-Do Baradar).

3 - Marnes à intercalations de calcarénites (avec un niveau de celles-ci de 30 m environ, à la base de l'unité). environ 270 m.

4 - Marnes et shales rouges et gris (10-20 m) ; gypse (0-5 m) calcilutite bitumineux lité en plaquette (0,8-2 m). au total environ 11-30 m (fig. 21). Cette unité est souvent recouverte par les alluvions. Au Kuh-e-Kolah Ghazi (W du Kuh-e-Khezre) elle atteint 40 m de puissance et contient une coulée de lave basique fortement altérée, de 2 à 3 mètres.

5 - Calcirudites à bryozoaires, graveleux, avec un niveau assez continu de calcaire oolithique à la base. 10 - 20 mètres.

6 - Marnes à intercalations calcaires (deux niveaux sont plus distincts). environ 120 mètres.

7 - Gypse. 20 - 25 mètres.

8 - Marnes vert clair à intercalations de calcaire, plus calcareuses vers le haut, et niveau de craie (100 m environ) au sommet. environ 250 mètres.

9 - Calcaires récifaux en bancs métriques ou massifs de 0 à plus de 250 mètres.

Cette coupe, de 1 300 m d'épaisseur totale, montre plusieurs différences avec les coupes précédentes :

- Les calcaires de l'unité 3 sont très réduits et tendent à être remplacés par des marnes.

- Les marnes de l'unité 4 sont également très réduites et celles de couleur rouge prédominent. Une activité volcanique est localement représentée par une coulée de lave contemporaine des dépôts sédimentaires.

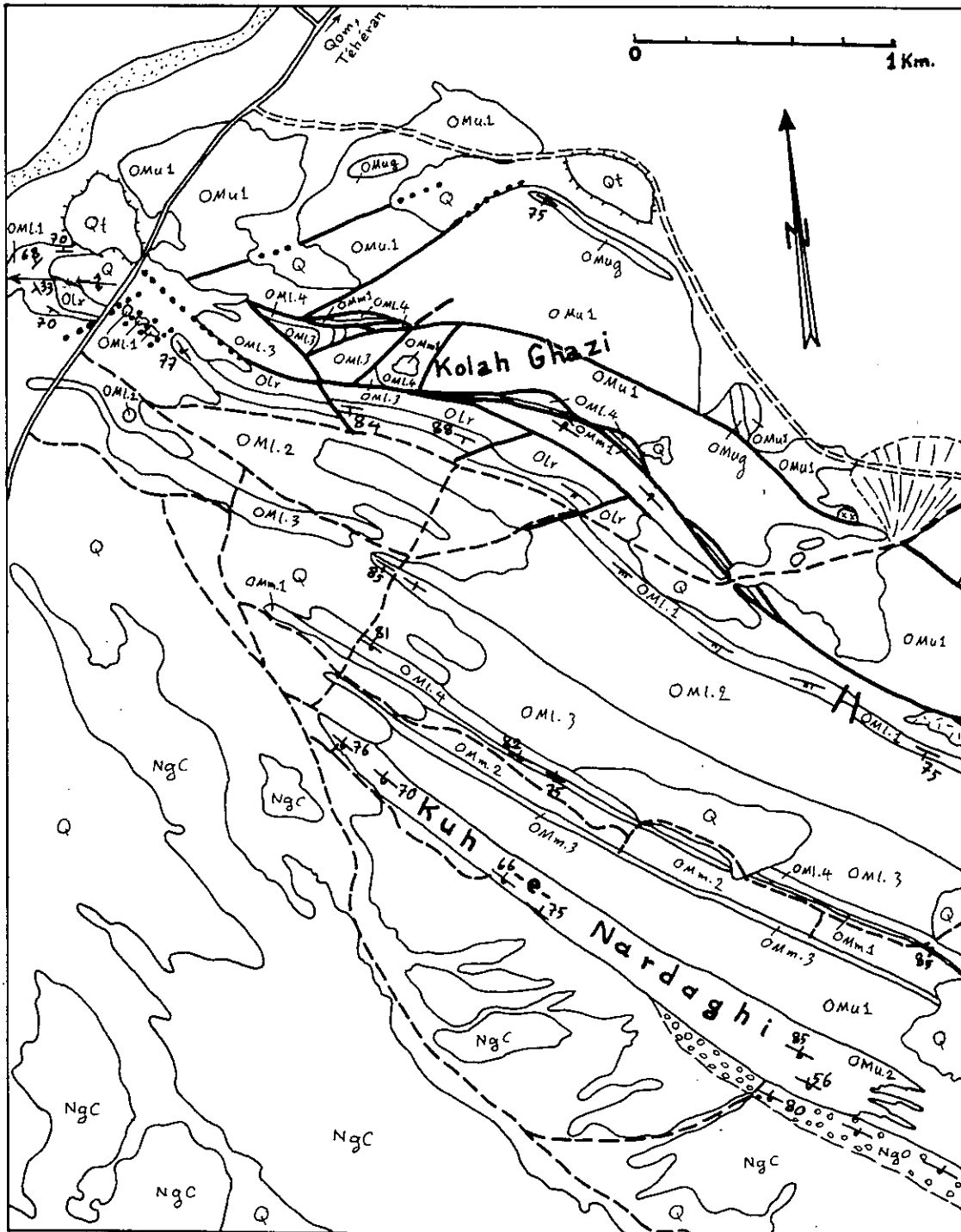


Fig. 16. Carte géologique du Kuh-e-Nardaghi.

- L'épaisseur des calcaires à bryozoaires (unité 5) est réduite à moins de 20 mètres, mais l'unité marneuse 6 est épaissie et contient des niveaux calcaires.

- L'unité 9 des calcaires récifaux indique clairement sur la carte (fig. 16) une variation puisqu' en 2,6 km son épaisseur passe de 0 à 250 mètres et plus.

Le contact basal de cette Formation de Qom est net et concordant. Mais la dernière unité est surmontée en discordance par des conglomérats du Néogène terminal.

Sur le flanc N de l'anticlinal faillé de Do Baradar, l'unité 8 des marnes supérieures contient un niveau de gypse de 15 mètres d'épaisseur. Il semble que ces gypses correspondent à ceux de Nabile (voir ci-dessus).

f) Coupe de Do Baradar - GhizTakhti (fig. 17).

Comme le montre la colonne stratigraphique établie pour cette coupe (fig. 17 et 35), il existe ici d'importantes variations de faciès et d'épaisseurs des unités équivalentes à celles de la coupe de Nardaghi pourtant distante seulement de quelques centaines de mètres.

Au Kub-e-Do Baradar se développe un nouveau faciès, absent dans les coupes précédentes. Il s'agit d'un complexe récifal interdigité vers l'Ouest et vers l'Est dans l'unité 3 de Nardaghi. C'est donc l'équivalent latéral de l'unité où alternent calcaires et marnes dans les chaînons montagneux situés à l'Ouest de Qom.

Ce complexe récifal se développe sur un substratum conglomératique de 40 m maximum qui fait partie des niveaux supérieurs de l'unité des marnes gréseuses. Le récif de Do Baradar atteint une puissance de 200 m sur une longueur d'affleurement de 2 kilomètres.

L'association de ce récif à une structure plissée particulière (pli parasite local dans la structure de Do Baradar) pose plusieurs questions à propos des caractères structuraux qui ont pu contrôler le développement du récif. Cet aspect sera développé plus loin (voir chapitre II-D.2.1.).

L'épaisseur de l'unité 2 (marnes gréseuses) se réduit rapidement quant on va de la crête de "plis croisés" au récif. Celui-ci repose directement, à Do Baradar, sur les calcaires gréseux basaux de l'unité 1. Dans cette coupe on observe également l'absence des unités 4 et 5 des coupes précédentes, au niveau supérieur du récif qui permet ainsi le contact direct entre l'unité 3 (ici le complexe récifal) et les unités 5 ou 6.

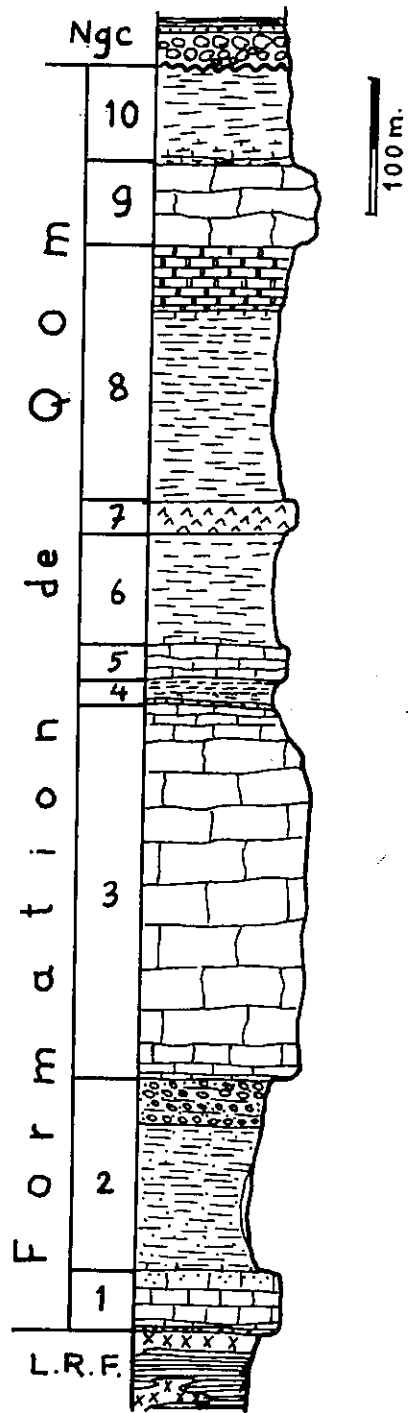


Fig. 17. - Coupe de Do Baradar - Ghiztakhti (voir fig. 36).

Au Sud de Do Baradar, on rencontre aussi quelques lentilles de calcaires récifaux isolées de 40 m d'épaisseur au maximum, dans l'unité marneuse. Dans ce cas, les matériaux récifaux ne sont pas toujours au sommet de la série mais ils sont parfois à la limite de l'unité marneuse supérieure.

Par ailleurs, le reste de la coupe, et les contacts entre unités, sont comme dans la coupe de Nardaghi.

g) Coupes de Kuh-e-Sefid (fig. 18)

A l'extrémité SE de la région étudiée ont été rencontrées des unités lithostratigraphiques étranges par rapport aux unités précédemment décrites (fig. 19). Ces unités posent des problèmes de corrélations stratigraphiques. En suivant les couches en direction sur 4 km, on observe des variations qui sont indiquées sur les trois coupes suivantes (fig. 18), qui permettent de bien saisir les relations existantes entre chaque unité.

Deux unités correspondent aux faciès volcaniques de la Formation de Qom : la première surmonte l'unité des calcaires de base et constitue une lentille de 0 à 140 m d'épaisseur et qui affleure sur 3 km environ. Elle est constituée de laves et matériel pyroclastique de composition dacitique et andésitique. C'est une sous-unité des marnes gréseuses. La seconde unité volcanique est très distincte, soit sur le terrain, soit en photos aériennes : c'est une coulée basaltique à olivine, altérée située au milieu de la série marine de la Formation de Qom, au-dessus de l'unité de marnes et calcaires. Elle est généralement recouverte par des alluvions quaternaires, sauf à l'Ouest du Kuh-e-Sefid où l'unité de calcaires graveleux à bryozoaires la recouvre. Ces calcaires de quelques mètres d'épaisseur, paraissent l'équivalent de l'unité 5 de Do Baradar et Nardaghi. Elle disparaît à l'Est du Kuh-e-Sefid où on observe une unité de gypse de 25 m d'épaisseur. Dans cette zone de changement latéral de faciès, les calcaires, marnes et gypses s'interdigitent et se biseautent (fig. 19).

Au sommet de la Formation de Qom le calcaire récifal passe à des marnes et shales rouges qui appartiennent à la U R F.

III-B.3.4. Corrélations stratigraphiques entre les différentes unités

Après cette description des différentes unités lithologiques de la région, examinées dans les coupes synthétiques précédentes, il faut tenter une corrélation.

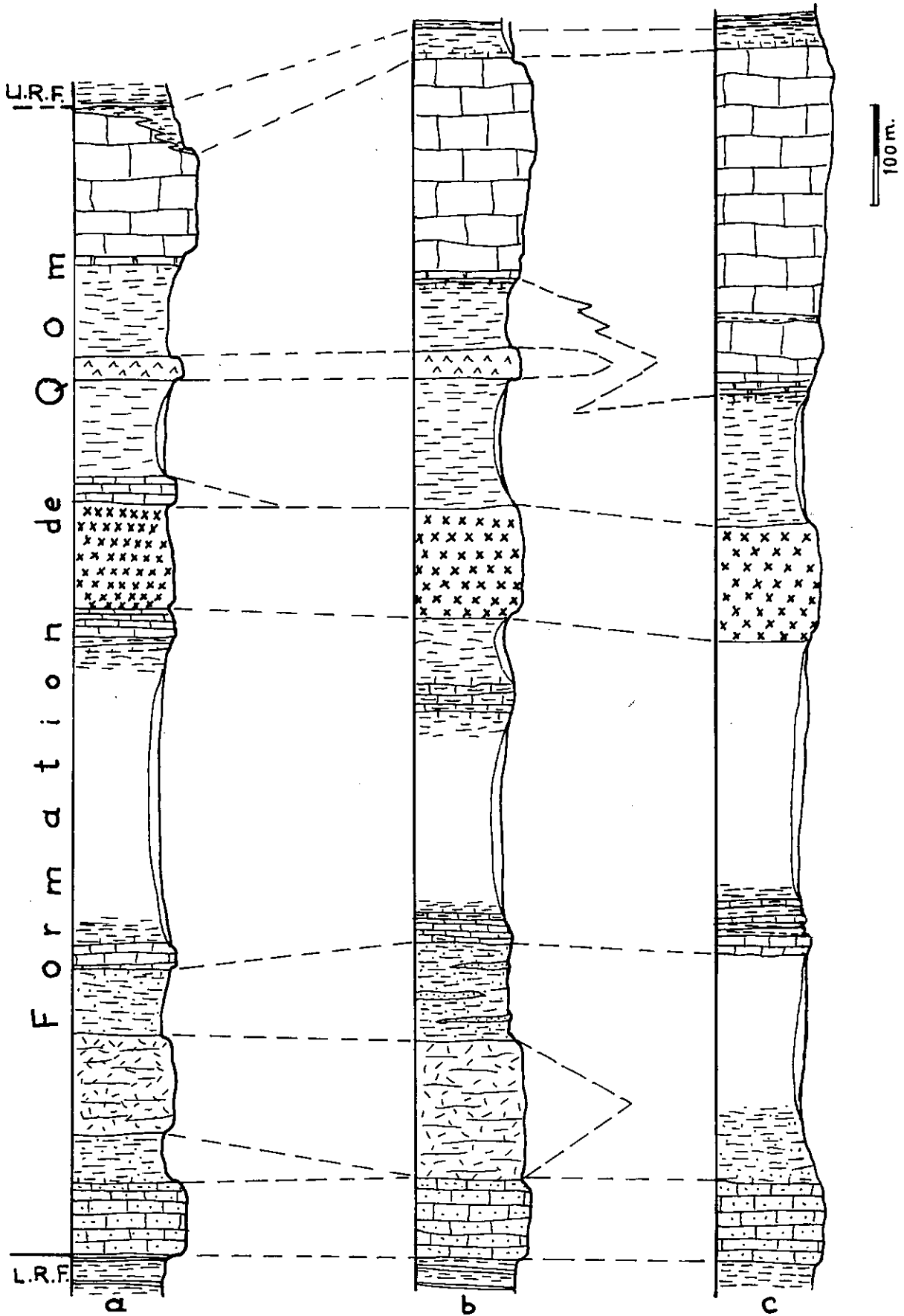


Fig. 18. Coupes du Kuh-e-Sefid (voir fig. 19).

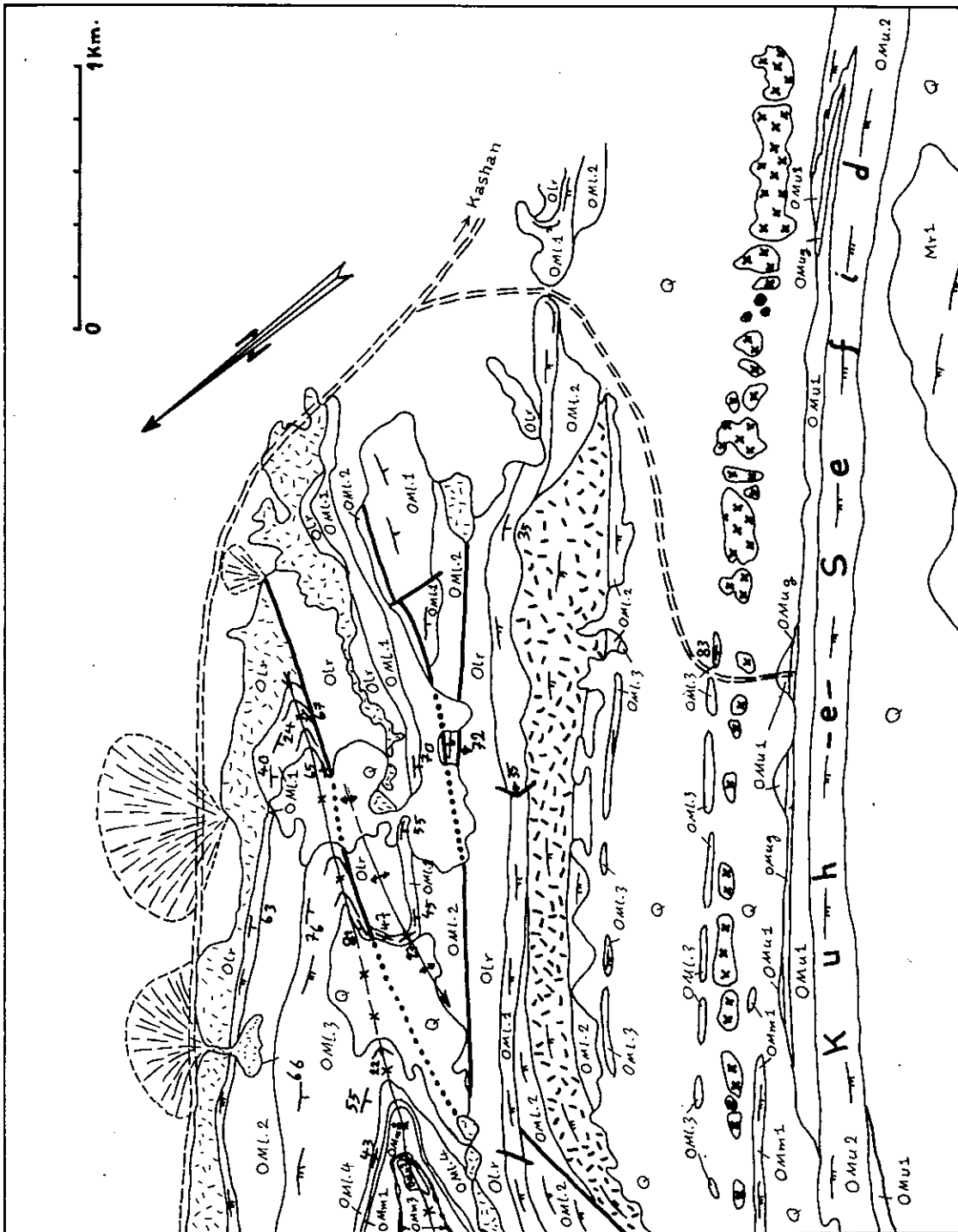


Fig. 19. Carte géologique du Kuh-e-Sefid.

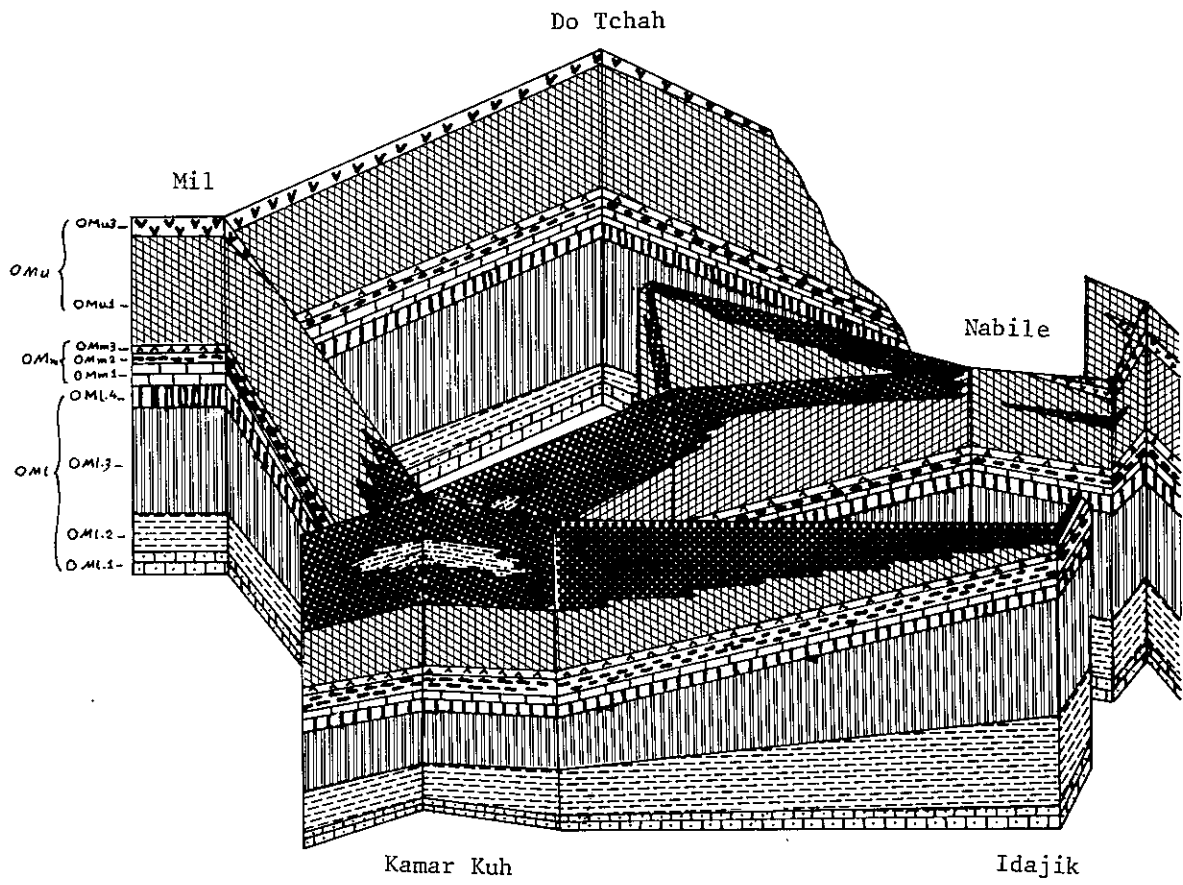
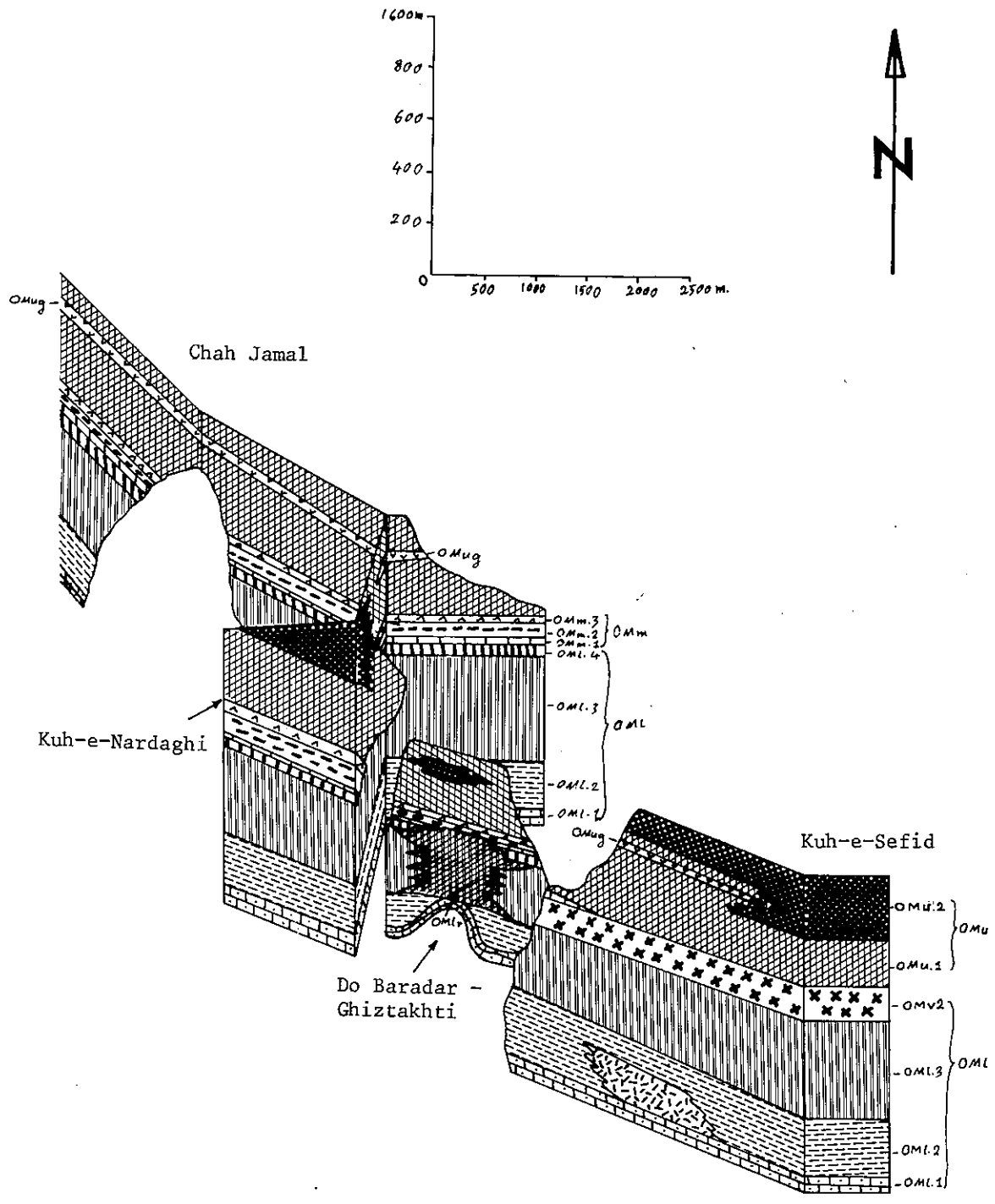


Fig. 20. Schéma de corrélations stratigraphiques entre les différentes unités de la Formation de Qom dans la région étudiée.



A l'Ouest de Qom celle-ci est assez facile entre Kuh-e-Mil et Kuh-e-Oghoune (fig. 20). En effet, sauf les variations qui font passer les calcaires récifaux aux marnes supérieures et les interdigitations des niveaux évaporitiques de Mil et Nabile, toutes les autres unités sont assez constantes et leur continuité est assurée sur les affleurements.

Il faut accorder une mention spéciale aux gypses de Nabile qui sont dans les marnes supérieures à l'Est mais passent à la limite de la Formation de Qom et de la URF, en allant vers l'Ouest. Si le gypse de Nabile est la suite du niveau d'évaporite de Mil, cela indiquerait un dépôt transgressif dans le temps.

Ces gypses, dont l'unité terminale atteint 60 m au NW de Mil, se réduisent vers l'Est jusqu'à ce qu'ils soient recouverts par les alluvions près de Do Tchah. Notons cependant qu'à 1 km au NE de Nabile, sur le flanc septentrional du synclinal de Yazdan, les marnes colorées de la URF reposent en concordance sur les marnes vert clair (unité 8) de la Formation de Qom par l'intermédiaire de 2 à 3 mètres de calcaires argileux. Il n'y a donc là aucun niveau évaporitique entre la URF et la Formation de Qom.

De même au NW de Khezer, au N de Kolah Ghazi et à Chah Jamal, il existe une intercalation de gypse dans les marnes supérieures. Là encore il est possible que ce soit l'équivalent des gypses de Nabile, bien qu'on puisse aussi l'attribuer à différents horizons des unités marneuses supérieures de la Formation de Qom.

Dans les régions de Khezer, Nardaghi et Do Baradar, malgré des structures compliquées, il est aisé de corréliser les unités lithostratigraphiques avec celles du Nord. Ainsi, malgré les changements de l'unité 3 des calcaires récifaux aux marnes, il est possible de la comparer à l'unité 3 des coupes a), b) et d) (alternance de calcaires et marnes), grâce à la présence des repères des unités 1 et 2 aux faciès constants dans toute la région (sauf au Kuh-e-Sefid).

Dans le Kuh-e-Sefid certains problèmes de corrélations se posent. Pour les unités 1, 2 et 3 du Kuh-e-Sefid, il n'y a aucun problème. Par contre, il faut examiner les correspondances des unités suivantes.

Le niveau de Basalte à olivine se termine au NW contre une faille. Il n'est donc pas possible de prolonger par d'autres faciès, cette unité au-delà de la faille. Il est possible que ce soit l'équivalent des unités 4 (shales rouges, marnes, gypse et calcaire bitumineux en plaquettes). Cette hypothèse paraît être confirmée par :

- la présence de calcaires graveleux à bryozoaires avec niveau basal oolithique (unité 5) de l'Ouest du Kuh-e-Sefid où ils reposent sur des basaltes (fig. 18a).

- la présence d'une coulée basique de 2 à 3 mètres au sommet de l'unité 4 de Kolah Ghazi.

Il semble d'autre part assez raisonnable (voir fig. 18a et b) de comparer l'unité à gypse du Kuh-e-Sefid avec celles de Do Baradar, Nardaghi... Dans ce cas, il est donc possible de relier les unités marneuses 6 et 8 avec les unités de même lithologie qui se situent au-dessous et au-dessus des gypses au Kuh-e-Sefid.

Mais, ainsi qu'on l'a vu, en allant vers le SE, les gypses s'intriquent, en se biseautant, dans les marnes qui elles mêmes passent aux calcaires récifaux terminaux (fig. 18c et 19). Ces mêmes calcaires reposent sur les marnes qui sont formées par la réunion des unités 6 et 8. Ainsi, si le gypse de Kuh-e-Sefid est l'équivalent latéral de l'unité 7, la base des calcaires terminaux doit représenter une surface de transgression variable dans le temps : plus jeune dans le Kuh-e-Sefid que dans la région de Nardaghi.

Une autre possibilité existe : si la base des calcaires terminaux est de même âge dans le Kuh-e-Sefid et à Nardaghi, c'est alors de niveau de gypse qui sera d'âge différent au Kuh-e-Sefid. Il faut alors admettre que les unités 5, 6 et 7 de Nardaghi et Do Baradar se terminent dans le SE de la région où elles sont remplacées par des marnes et peut-être en partie par des laves.

Ces différentes corrélations et correspondances des variations de faciès dans la région de Qom sont schématisées dans le diagramme de la figure 20.

III-B.3.5. Présentation des subdivisions lithostratigraphiques adoptées de la Formation de Qom

A la suite des analyses précédentes, quelques résultats importants doivent être soulignés :

- Dans les différentes unités lithostratigraphiques associées se rencontrent seulement deux limites stratigraphiques nettes :

- 1) la limite entre les unités 4 et 5
- 2) la limite entre les unités 7 et 8 (sauf au Kuh-e-Sefid).

- Chacune de ces limites correspond à la fin d'un cycle sédimentaire local et donc au commencement d'un nouveau.

- Il y a donc dans la Formation de Qom trois cycles sédimentaires, ce qui nous permet de proposer la division de cette Formation en trois parties, au moins pour la région étudiée, sauf le SE (région du Kuh-e-Sefid) où la partie intermédiaire manque.

- Chaque cycle commence par des faciès marins peu profonds et s'achève par des faciès lagunaires.

Ces considérations nous permettent donc de présenter les caractéristiques des principales subdivisions de la Formation de Qom selon nos nouvelles définitions.

III-B.3.5.1. Partie inférieure = OM1

Cette partie basale de la Formation de Qom comprend quatre unités d'un premier cycle sédimentaire. Elle atteint au total une épaisseur de 410 à 780 mètres (voir fig. 20). De bas en haut on distingue les unités suivantes :

- OM11 : Unité des calcaires gréseux basaux

Unité bien distincte et continue de 40 à 85 m d'épaisseur. Composée de calcirudites et calcarénites souvent glauconieux pour l'essentiel, elle est souvent gréseuse (grès calcaireux et niveaux conglomératiques). Ses niveaux sont bien lités en bancs de 0,20 à 1 m, mais elle est parfois massive. Dans les niveaux gréseux existent des stratifications croisées.

La couleur de cette unité est, en cassure fraîche beige-verdâtre, sa patine est brun foncé. La dimension des éléments des horizons conglomératiques, varie entre 2 et 40 mm. Ces éléments sont arrondis ou à angles émoussés. Leur matrice est constituée de sable, débris de fossiles et ciment calciteux.

Des "ripple marks" et des traces de courant sont présents dans la base de l'unité dans la région de Do Tchah. Les caractères microscopiques font des roches constituantes :

- des roches terrigènes
- des roches allochimiques
- des roches intermédiaires, c'est-à-dire des faciès allochimiques impurs.

Les roches allochimiques sont principalement des biosparudites ou des biosparites avec ou sans constituants détritiques. Avec l'augmentation des constituants détritiques on passe à des roches terrigènes allant des subarkoses aux sublitharénites.

Dans cette unité peuvent se rencontrer quelques lentilles de calcaires oolithiques. Ce sont généralement des oolithes superficielles qui représentent des milieux de basse énergie.

- OM12 : Unité des marnes gréseuses

Cette unité aux caractères lithologiques bien constante dans toute la région a des variations d'épaisseurs comprises entre 0 et 260 mètres.

Il s'agit de marnes gréseuses grisâtres à patine brunâtre avec intercalations de niveaux de grès et parfois de calcarénites gréseuses brun-verdâtre.

Les passages de cette unité aux unités qui l'encadrent au-dessus et au-dessous, sont progressifs et se font en général par l'intermédiaire de couches de grès calcaireux.

Les niveaux gréseux varient latéralement de manière irrégulière. C'est pratiquement grâce aux compétences alternées des niveaux gréseux ou marneux que l'on peut suivre cette unité à l'échelle régionale et pour établir sa cartographie. Aussi les termes de passage constitués par les grès calcaireux sont-ils exclus de cette unité OMi2.

En certains endroits (Do Tchah, Mil...) où l'unité est mince, les niveaux de grès calcaireux sont plus fréquents vers le haut et la base de l'unité.

Un niveau conglomératique particulier (voir III-B.3.3.f) à éléments volcaniques arrondis fait partie des niveaux supérieurs de cette unité. C'est sur celui-ci que se développe un bioherm.

Il semble qu'un plissement local puisse exister lors de la sédimentation de l'unité OMi2. Cela expliquerait les niveaux conglomératiques et la disparition presque complète de l'unité dans la crête des plis parasites locaux de Do Baradar. Ce plissement synsédimentaire créerait également les conditions favorables pour le développement local ultérieur de faciès récifaux (voir III-B.3.3.f)).

La présence dans le Kuh-e-Sefid de volcanites dacitiques et/ou andésitiques encadrées par les marnes gréseuses, indique également que durant la sédimentation de l'unité OMi2, existait une activité magmatique responsable d'une "sous unité volcanique inférieure" d'extension locale (voir les coupes du Kuh-e-Sefid).

- OM13 : Unité des marno-calcaires

C'est l'unité la plus épaisse (de 200 à 360 m) de la partie inférieure de la Formation de Qom.

Elle est composée de calcirudites et calcarénites brun-verdâtre à patine brunâtre, parfois glauconieuses avec tendance gréseuse à la base, et de marnes vert-jaunâtre. Localement existent des calcaires récifaux.

Cette unité présente plusieurs variations latérales de ces faciès. Au NW de la rivière de Qom, elle est représentée par des alternances de calcaires et de marnes avec augmentation de la proportion de celles-ci vers le haut (voir fig. 14, 16, 18 et 20). L'alternance de compétence des roches qui constituent là cette unité est très nette, et permet de reconnaître facilement son extension sur le terrain ou sur photos aériennes.

Au SE de la rivière, il y a augmentation considérable des faciès marneux.

Le Kuh-e-Do Baradar est un bioherm, équivalent latéral des marnes habituelles de l'unité OM13. Le noyau de ce bioherm est constitué de calcaire massif ou en très gros bancs à coraux et bryozoaires. Latéralement ce noyau passe à des calcirudites moyennement à bien litées, composées des débris du récif.

Les conditions qui permettent le développement de ce récif sont claires : il y a un relief local et un soubassement rigide formé par un niveau détritique (conglomérat gréseux).

L'étude microscopique des roches de l'unité OM13 montre qu'il s'agit essentiellement de biosparudites et de biomicrodites dans lesquelles les allochèmes sont très serrés ou dispersés, mal à moyennement classés. Les constituants détritiques ont la taille de silts ou de sables fins. Les niveaux détritiques sont des subarkoses à grains d'allochèmes et ciment calcaire.

Le noyau du récif est composé par des biolithites avec colonies de coraux ou de bryozoaires formées sur place et cimentées par de la calcite.

- OM14 : Unité à faciès subcontinentale

Cette dernière unité de la partie inférieure de la Formation de Qom constitue la fin du premier cycle sédimentaire de la région. Elle est d'origine continentale et lagunaire.

Son épaisseur, qui varie de 20 à 80 mètres diminue vers le SE et au Kuh-e-Sefid l'unité est absente, ou plus exactement remplacée par plus de 100 mètres de laves basaltiques (fig. 19).

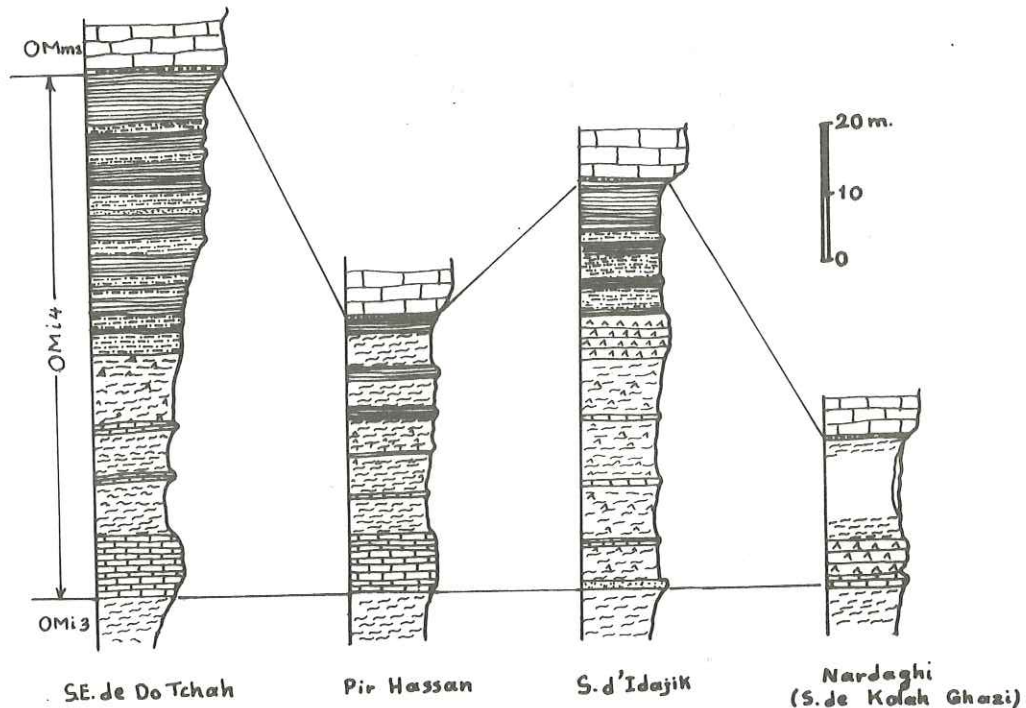


Fig. 21. Variations de faciès dans l'unité OMI4.

Dans les régions de Mil, Do Tchah, Kamar Kuh et Kuh-e- Oghoune, trois sous unités peuvent être distinguées : ce sont, de bas en haut (fig. 21) :

- Des calcilutites de couleur grise à patine jaune clair, très bien litées, en bancs millimétriques bitumineux, avec des marnes jaune clair.

- Des gypses fibreux avec ou sans intercalations de shales ou de marnes gypsifères. Ce niveau est parfois presque complètement remplacé par des marnes gypsifères jaune clair.

- Des shales, silstones et grès hématitiques, un peu micacés, de couleur rouge brunâtre et vert grisâtre à patine brune ou polychrome. Les ripple marks, rills marks et salt casts sont souvent observés dans cette sous unité.

Dans les régions de Kuh-e-Nardaghi et Do Baradar, malgré quelques variations lithologiques et d'épaisseur, cette unité se distingue bien. Mais là les calcaires bitumineux sont réduits à quelques décimètres qui sont néanmoins très caractéristiques.

La sous unité des gypses a, au maximum 5 mètres d'épaisseur au Kuh-e-Nardaghi, mais elle se biseaute au Kuh-e-Do Baradar où la sous unité supérieure (shales et grès rouges) est remplacée par des marnes et shales rouges, gris ou verdâtres.

Comme nous l'avons vu plus haut, dans le Kuh-e-Sefid l'unité des Basaltes à olivine paraît être l'équivalent de cette unité OM14. Mais il est possible que cette unité comprenne aussi des niveaux plus anciens ou plus jeunes.

III-B.3.5.2. Partie moyenne : OM_m

Cette partie constitue le deuxième cycle sédimentaire de la Formation de Qom dans la région étudiée. Elle est présente dans la plus grande partie de la région, sauf dans le Kuh-e-Sefid où elle passe à des marnes ou, peut-être, partiellement, aux roches volcaniques basiques.

C'est le cycle sédimentaire le moins épais de la région : son épaisseur va de 0 à 130 mètres. Il est constitué des trois unités suivantes, de bas en haut :

- Unité OM_{m1} : unité des calcaires à bryozoaires

Cette unité, de 0 à 80 mètres d'épaisseur repose avec un contact très net sur la partie inférieure de la Formation de Qom, le plus souvent par l'intermédiaire d'un banc très caractéristiques de calcaires oolithiques en un niveau d'une puissance de 2 m au maximum.

Ce sont ensuite essentiellement des calcirudites à bryozoaires en bancs de 0,20 à 1 mètre séparés par des niveaux de calcaires argileux ou des marnes, parfois plus massifs.

Dans la région de Do Baradar, Nardaghi et à l'Ouest du Kuh-e-Sefid où l'unité OM_{m1} est moins épaisse, la structure est graveleuse, d'où sa moindre résistance à l'érosion. Dans le Kuh-e-Sefid l'unité passe à des marnes. Il est donc impossible dans cette extrémité SE de la région de distinguer cette unité lithologique sur le terrain.

Au microscope les roches de cette unité apparaissent comme des biosparudites et des biomicrodites dont les allochèmes sont moyennement ou mal classés et où les constituants détritiques sont très rares ou même absents. Le niveau basal est constitué par des oosparites ou des bio-oosparites où les oolithes sont généralement de type superficiel indiquant un milieu de basse énergie.

- Unité OM_m2 : Unité des marnes

Elle est constituée par des marnes vert-clair à jaunâtre dont l'épaisseur varie entre 0 et 100 mètres.

Le passage de OM_m1 à OM_m2 est progressif et les limites entre ces unités sont approximatives. Dans le Kuh-e-Sefid cette unité se confond avec l'unité marneuse supérieure, ce n'est donc plus dans cette localité une unité distincte.

- Unité OM_m3 : Unité gypseuse

Constituée par des gypses blancs à gris clair avec quelques impuretés argileuses, cette unité de 25 m d'épaisseur moyenne indique la fin du deuxième cycle sédimentaire de la région.

Cette unité gypseuse a un rôle important dans les déformations : son comportement plastique provoque parfois des glissements le long des surfaces faillées (entre le Kuh-e-Idajik et Nabile, par exemple). Elle est en outre exploitée au Kuh-e-Idajik et à Nardaghi.

III - B.3.5.3. Partie supérieure : OM_u

Cette représentation du troisième cycle sédimentaire de la Formation de Qom constitue une séquence de 150 à 550 m d'épaisseur. Trois unités la composent où s'observent en outre des sous unités évaporitiques d'extension locale.

- Unité OM_u1 : Unité des marnes supérieures

Ce sont des marnes vert clair à grisâtre avec intercalations de calcarénites argileuses et des craies blanches à patine grise. Ces derniers faciès se développent surtout à la base de l'unité là où existent des faciès récifaux.

Ces marnes supérieures constituent l'unité marneuse la plus épaisse de la Formation de Qom. Elles se sont déposées dans un bassin marin ouvert.

On y rencontre des couches de gypse, dont les caractères sont semblables à ceux de l'unité OM_m3, dans les régions Nabile, Chah Jamal, au N de Khezr et au Kuh-e-

Sefid (voir III-B.3.4.). C'est ce qui sera désigné sous le terme de "Gypses de Chah Jamal" ou de "Gypses du Kuh-e-Sefid".

- Unité OM_U2 : Unité des calcaires terminaux

Cette unité représente la dernière unité calcaire de la Formation de Qom. Elle a une extension limitée et est intriquée dans les marnes de l'unité OM_U1.

Il s'agit de grandes lentilles d'environ 20 km de longueur sur 300 m d'épaisseur maximale, de calcirudites massives ou en bancs épais de couleur jaune-brune ou blanche à patine brunâtre, caractéristiques des "reef walls" de Henson (1950).

Les gypses de Chah Jamal ou du Kuh-e-Sefid peuvent représenter des dépôts d'arrière récif de cette unité OM_U2.

Au SE de Nabile (fig. 14 et 17) et au S de Do Baradar (Ghiz Takhti), cette unité est représentée par de petites lentilles intercalées dans les marnes OM_U1. Ici la dénomination "calcaire terminal" n'est donc pas tout à fait correct.

Au microscope les calcaires terminaux correspondent à des biomicrudites et des biosparudites avec très peu de constituants détritiques (silt et sables très fins).

Entre OM_U1 et OM_U2 le passage est progressif et se fait par l'intermédiaire de craies et de calcaires argileux. Vers le sommet, l'unité OM_U2 passe progressivement à la URF (Kuh-e-Sefid, Kamar Kuh et Yazdan) par des bancs de quelques mètres de marnes et grès polychromes. Au Kuh-e-Nardaghi les conglomérats à éléments calcaires du Néogène terminal reposent en discordance sur l'unité OM_U2. Lorsque ces calcaires sont massifs (Idajik, Nardaghi, Kuh-e-Sefid), ils sont exploités pour la construction.

- Unité OM_U3 : Unité évaporitique finale

Cette unité est une transition vers les marnes et grès rouges de la URF. Elle affleure dans le N de la région étudiée où elle est constituée par des gypses à impuretés marneuses...

Les équivalents les plus épais de cette unité ont été rencontrés dans les sondages pétroliers (FURRER et SODER, 1955 ; ABAIE et al., 1963), où ces évaporites forment les "cap rocks" des gisements de la région de Qom.

Au N de Do Baradar un niveau décimétrique d'évaporites au sommet de l'unité OM_u1 peut en être l'équivalent.

Une origine marine a été proposée pour ces évaporites (ABAIE et al., 1963) en raison de la présence de faunes planctoniques.

III - B.3.6. Age de la Formation de Qom

Notre propos n'a pas été de revoir les déterminations paléontologiques des fossiles de la Formation de Qom. Nous nous référons, comme on l'a déjà vu, aux publications citées à ce propos, qui vont de 1955 à 1965.

Dans l'unité basale il n'y a pas de fossiles caractéristiques. L'âge n'en est donc pas précis, mais il est peut-être Chattien ou plus probablement Chattien supérieur. C'est à cette époque que débiterait la transgression de la Formation de Qom sur notre région (F. BOZORGNIA, 1965).

L'Aquitaniien est l'âge donné aux unités comprises entre OM_l2 et OM_m1, et peut être prolongé jusqu'aux gypses de l'unité OM_m3.

Quant à la partie supérieure de la Formation de Qom, elle a été datée du Burdigalien.

La limite entre Oligocène et Miocène se trouve donc dans la partie supérieure de l'unité des marnes gréseuses. Les gypses de l'unité OM_m3 représentent donc la limite Aquitaniien - Burdigalien.

Pour FURRER et SODER (1955), la limite Oligocène-Miocène se situait dans leur unité f) qui est pour nous dans la partie supérieure de la Formation selon nos critères (région de Nardaghi et Do Baradar).

Soulignons que les subdivisions adoptées ici font que les différentes unités lithologiques peuvent avoir des âges différents selon les lieux. L'âge d'une unité donnée ne peut donc être donné que pour un endroit donné et il n'est pas possible d'extrapoler aux autres affleurements. Cela entraîne que des datations précises nécessiteraient une étude paléontologique détaillée coupe après coupe... ce qui reste à faire.

En résumé, l'âge Oligocène supérieur - Miocène inférieur peut être retenu pour la Formation de Qom dans la région de Qom. Mais les limites des unités lithologiques ne correspondent pas à des limites d'âge. Il n'est pas possible de généraliser une datation

Locale d'un niveau donné à l'ensemble lithologique régional : il y a transgression dans le temps des différentes horizons lithologiques.

III - B.4. Formation rouge supérieure (Upper Red Formation : URF)

Comme il a été vu plus haut, ce sont les "couches rouges" mises en place en milieu continental et lagunaire en concordance sur la Formation de Qom dont il s'agit ici. La dénomination, devenue classique, de "Upper Red Formation" est celle qui depuis 1950 est utilisée par les géologues de la NIOC.

Les dépôts de la URF sont développés dans la majeure partie de l'Iran. Dans la région de Qom, ils constituent les structures anticlinales des gîtes pétroliers et les informations les concernant proviennent des sondages.

Dans la région étudiée la URF affleure dans la partie N du chaînon Mil - Do Tchah, au Kuh-e-Yazdan, au S de Kamar Kuh, au N du Kuh-e-Do Baradar et au S du Kuh-e-Sefid (figure 8).

La coupe stratigraphique la plus complète, qui atteint 3 000 m d'épaisseur se situe au Kuh-e-Yazdan. Les unités lithologiques qui y ont été distinguées sont schématiquement données par la figure 22. De bas en haut, on a :

- Shales, siltstones et grès de couleur généralement pourpre, environ 250 m. Ce niveau, tendre, est suivi progressivement par l'unité la plus épaisse et la plus dure de la formation :

- alternance de grès, shales et conglomérats, de couleur rouge brunâtre, 1350 m environ.

- alternance de marnes et shales polychromes (jaunâtre, grisâtre, brun clair), plus ou moins gypsifères et avec quelques couches bien individualisées mais peu fréquentes de grès argileux tendres, caverneux, gris verdâtres. La partie supérieure de cette unité contient des niveaux de grès plus fréquents, elle est de couleur brun-chocolat. 800 mètres.

- Marnes rosâtres ou gris clair à filonnets gypseux et intercalations de grès fins. C'est la dernière unité observable au Kuh-e-Yazdan, la partie qui affleure atteint environ 500 mètres d'épaisseur.

Dans tous ces faciès abondent les stratifications obliques, les traces de courants, les ripple marks, les empreintes de fentes de dessiccation, des traces de

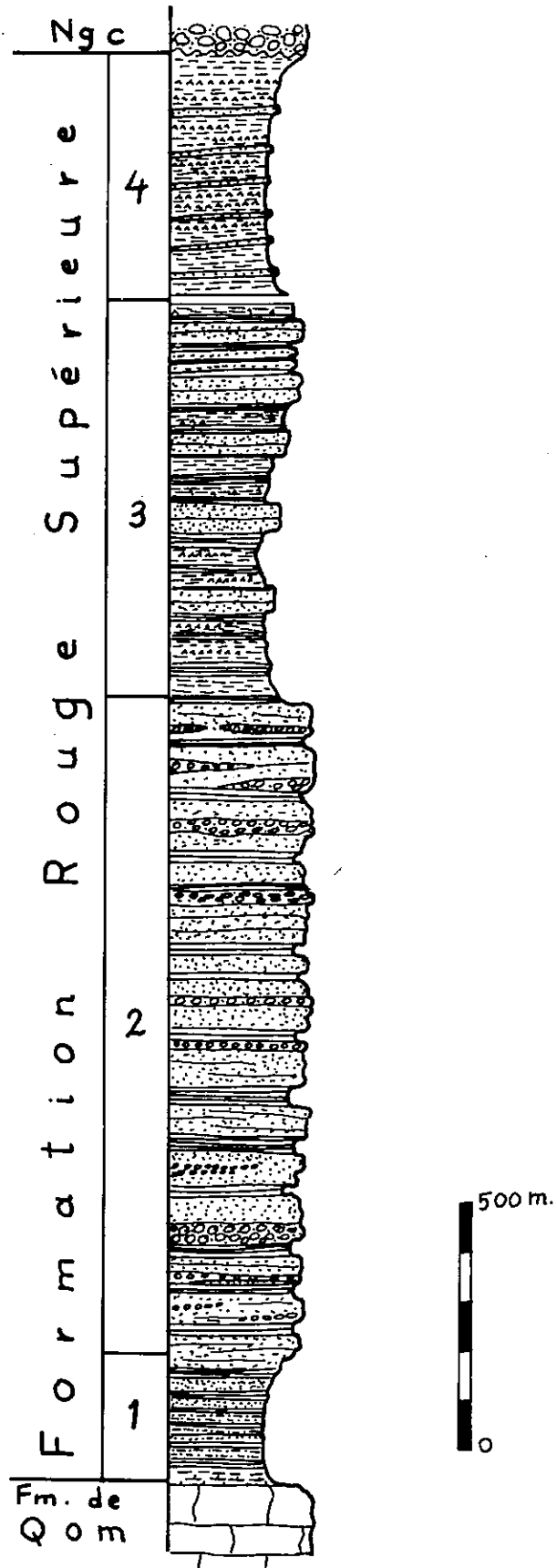


Fig. 22. Log synthétique de la U.R.F. dans le Kuh-e-Yazdan.

lézards, etc... qui indiquent une sédimentation en milieu continental désertique et lagunaire.

Bien qu'en concordance habituellement avec la Formation de Qom, les niveaux de la URF peuvent être discordants dans les parties marginales des bassins (hors de la région étudiée). Il existe alors des niveaux conglomératiques basaux (A. GANSSER, 1955).

Au N du Kuh-e-Yazdan s'observe le contact discordant entre les marnes gypsifères de l'unité supérieure de la URF et les conglomérats du Néogène terminal (Pliocène probable) (fig. 8). Vers Mile (fig. 26), ce même contact angulaire est au contraire concordant et il y a alternance de marnes rouges et de conglomérats. Ces faits peuvent être interprétés par un plissement progressif de la URF au cours de sa sédimentation. L'âge de cette URF est attribuée au Miocène moyen à supérieur.

III - B.5. Les conglomérats du Néogène terminal.

Au N du Kuh-e-Yazdan, à l'E de Mil, au S du Kamar Kuh, au S du Kuh-e-Nardaghi et au Kuh-e-Sefid, se rencontre un conglomérat de couleur grise, à matrice sableuse, mal consolidé, avec des galets arrondis ou à angles émoussés de tailles et d'origines diverses. Il repose en général en discordance sur les niveaux inférieurs.

Ces conglomérats se distinguent des conglomérats quaternaires anciens car ils sont affectés par des plissements, observables dans des coupes fraîches (tranchées pour travaux et routes).

Au N du Kuh-e-Yazdan les niveaux de ce conglomérat ont un pendage de 15 à 25° vers le N, et ils reposent sur les assises de la URF qui sont elles pentées plus fortement, vers le N également, de 45 à 70°. La discordance angulaire est donc claire.

Au Kuh-e-Nardaghi la discordance des conglomérats se fait directement sur la partie supérieure de la Formation de Qom (fig. 36). La base de la série conglomératique est constituée par une couche d'environ 30 m de conglomérat à galets calcaires de la Formation de Qom à patine claire et à ciment calcaire. Au-dessus viennent 50 m de couches rouges (grès, shales et marnes) dont le faciès peut être confondu avec ceux de la URF. Il semble en fait que ce matériel provient du démantèlement de la URF.

Vers le Kuh-e-Sefid c'est la partie inférieure de la URF qui est recouverte par les conglomérats du Néogène terminal, mais le contact n'est jamais de bonnes conditions d'affleurement.

La position et la lithologie de ce conglomérat sont identiques à celles de la Formation Bakhtiyari du Zagros, ou à celles des Formations des Hezar Darreh des piémonts méridionaux de l'Alborz.

La majeure partie de ces différentes formations est d'âge Pliocène. Dans la région de Qom, il s'agit d'une formation plissée comprise entre la URF d'âge Miocène moyen à supérieur et les dépôts continentaux quaternaires non plissés. On peut aussi lui affecter un âge Pliocène. Mais comme il n'existe aucune donnée paléontologique pour ce conglomérat nous préférons lui donner le nom de "conglomérat du Néogène terminal".

III - B.6. Quaternaire

Il s'agit là de dépôts continentaux récents, non plissés qui recouvrent de vastes surfaces dans la région, surtout dans la plaine de Qom. Ce sont les terrasses, épandages de graviers et d'alluvions.

Les terrasses les plus anciennes occupent les parties supérieures des vallées, à la limite des montagnes. Elles y constituent de petits reliefs. Elles sont bien développées dans la région de Nabile et au S de Qom. Ces matériaux sont généralement peu consolidés, mais il est souvent difficile de les distinguer des conglomérats du Néogène terminal. La différence est faite grâce aux plissements qui affectent les conglomérats et non les matériaux des terrasses. Ce critère est d'autant plus utile que le risque de confusion est souvent accru par la présence dans les terrasses de niveaux marneux issus du démantèlement des nombreuses unités de marnes sous-jacentes.

Dans quelques cas (S du Kuh-e-Nardaghi, S du Kuh-e-Sefid), il est heureusement clair que les terrasses recouvrent les conglomérats du Néogène terminal.

Les terrasses récentes des basses vallées, et principalement le long de la rivière de Qom, passent aux alluvions récentes qui constituent de vastes épandages de graviers remblayant la plupart des dépressions intramontagneuses. Ces épandages sont surtout développés au S de Qom dans la région de Do Baradar et au NE de Nabile.

Dans la partie septentrionale de la région étudiée les dépressions sont comblées par des dépôts de playas constitués de silts, graviers, argiles et bones salines.

III - B.7. Volcanisme

Dans la région de Qom l'intensité du volcanisme est beaucoup plus importante que ne le laisse apparaître l'étude lithostratigraphique détaillée et présentée plus haut. En fait, cette étude locale concerne surtout les niveaux sédimentaires qui sont de bons marqueurs initiaux, utilisables pour l'étude des déformations qui est notre propos essentiel. Mais dans les périodes de dépôts sédimentaires se sont également développées plusieurs phases de magmatisme intrusif et extrusif. Nous ne nous en sommes préoccupés que dans le cadre général (voir III-B) et en tant que conséquence des déformations.

Pour ce qui est du secteur étudié dans la région de Qom, il y a trois niveaux importants comportant du volcanisme :

- le sommet de la LRF
- l'unité OM12
- l'unité OM14.

Chacun de ces niveaux correspond à un début d'approfondissement (subsidence) des bassins de sédimentation. Cela est marqué par un changement des faciès sédimentaires (voir III-B.1.2.) qui paraissent indiquer des phases d'extension, donc propices à des montées magmatiques.

En outre existent, au NE de Nabile (fig. 31) et au N de Kuh-e-Khezr de petits dômes (quelques mètres) de roches andésitiques fortement altérées, qui recoupent l'unité OMu1. Ils sont donc postérieurs au Burdigalien. L'association de ces dômes à des failles fait penser qu'ils se sont mis en place lors d'une phase cassante, peut être celle du Pliocène.

III - C. ANALYSE STRUCTURALE

III - C.1. Généralités

Les problèmes structuraux généraux de la cicatrice éruptive Tabriz-Bazman ont été présentés précédemment (voir chapitre II) dans le cadre d'un historique géologique général. Il s'agit maintenant de replacer dans ce contexte régional, un secteur particulier où l'analyse des structures a été plus détaillée, et de voir comment s'intègre au schéma général l'évolution cinématique de ces structures. Cette étude doit évidemment s'appuyer sur des données géométriques que nous allons examiner maintenant, alors que ci-dessus nous avons détaillé la lithologie et la stratigraphie des formations

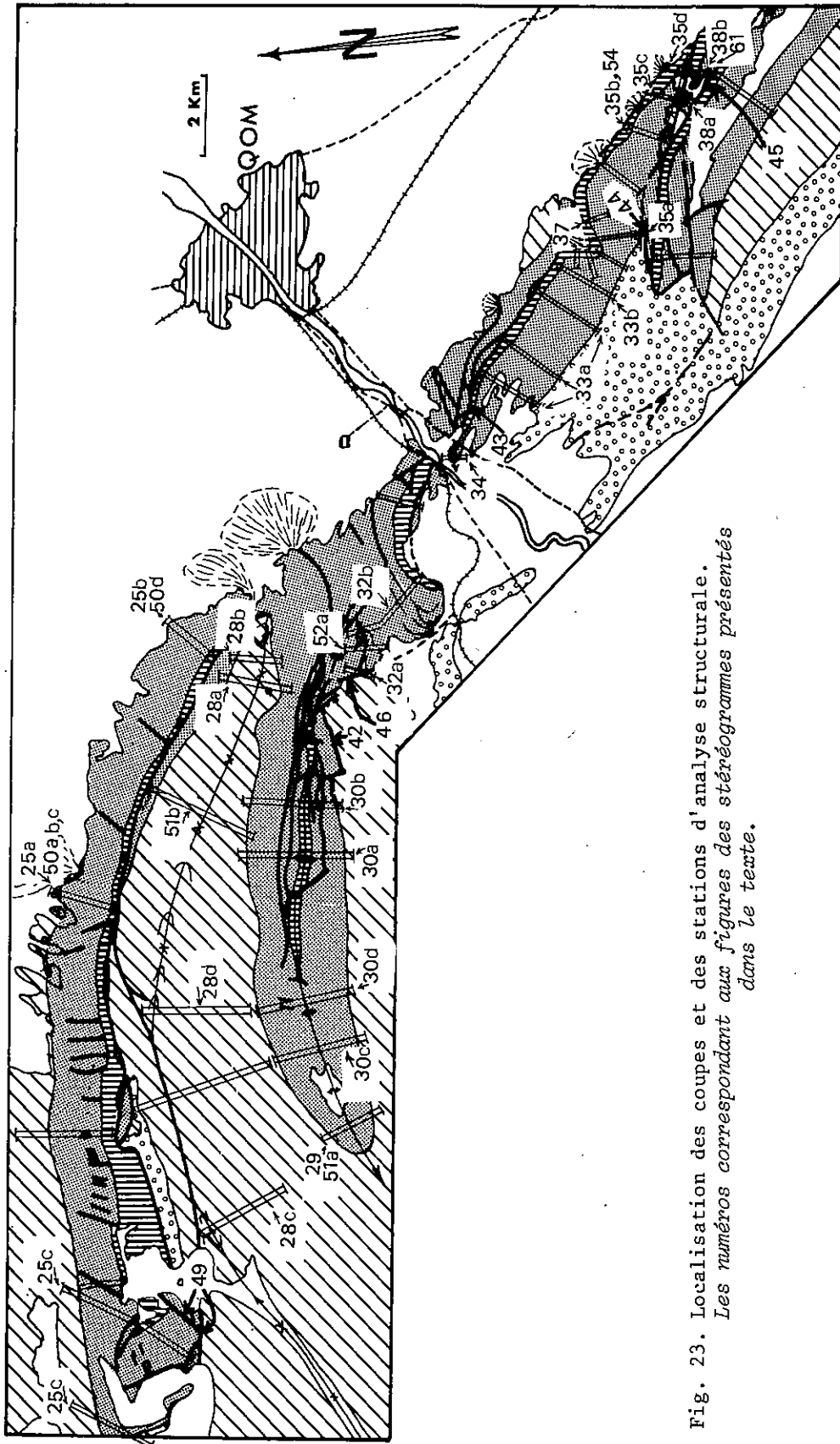


Fig. 23. Localisation des coupes et des stations d'analyse structurale.
Les numéros correspondant aux figures des stéréogrammes présentés
dans le texte.

dans lesquelles s'observent les structures-clefs d'où découle notre modèle (voir chapitre III-B).

Pour accéder au modèle interprétatif du secteur on décrira d'abord la géométrie des objets structuraux, plis et fractures, et leur évolution cinématique locale. On passera à un modèle plus général en prenant en compte la distribution régionale des axes cinématiques déduite des observations ponctuelles.

Sur la carte géologique de la région de Qom il est aisé de voir l'importance des plissements et de la fracturation. C'est un domaine qui appartient à un niveau structural supérieur à moyen où dominant les ruptures (tectonique cassante) et la flexion (déformation ductile) (Mattauer 1973). Ce sont les objets résultants : failles striées ou non, plis..., qui ont donc surtout retenu notre attention. L'étude de la déformation interne des matériaux, par exemple par l'examen d'objets déformés (fossiles, galets, etc...) a été pour l'instant laissée de côté en raison du manque de temps disponible pour mener ce travail à sa conclusion. Dans l'étape actuelle du recensement des connaissances géologiques de la région notre démarche paraît pour le moment suffisante et permet des conclusions qui pourront orienter une étude future sur la détermination du détail de la déformation.

- pôles des couches ou des failles;
- " " diaclases associées aux décrochements.
- ▲ " " " " diagonales droites.
- △ " " " " " " gauches.
- " " " " longitudinales.
- ▣ " " " " transversales.
- × " " schistosités.
- axe construit du pli.
- stries.
- ✓ axes des pointes stylolitique.
- ⊙ aire de distribution des pôles des couches.

Fig. 24. Symboles utilisés dans les diagrammes stéréographiques.

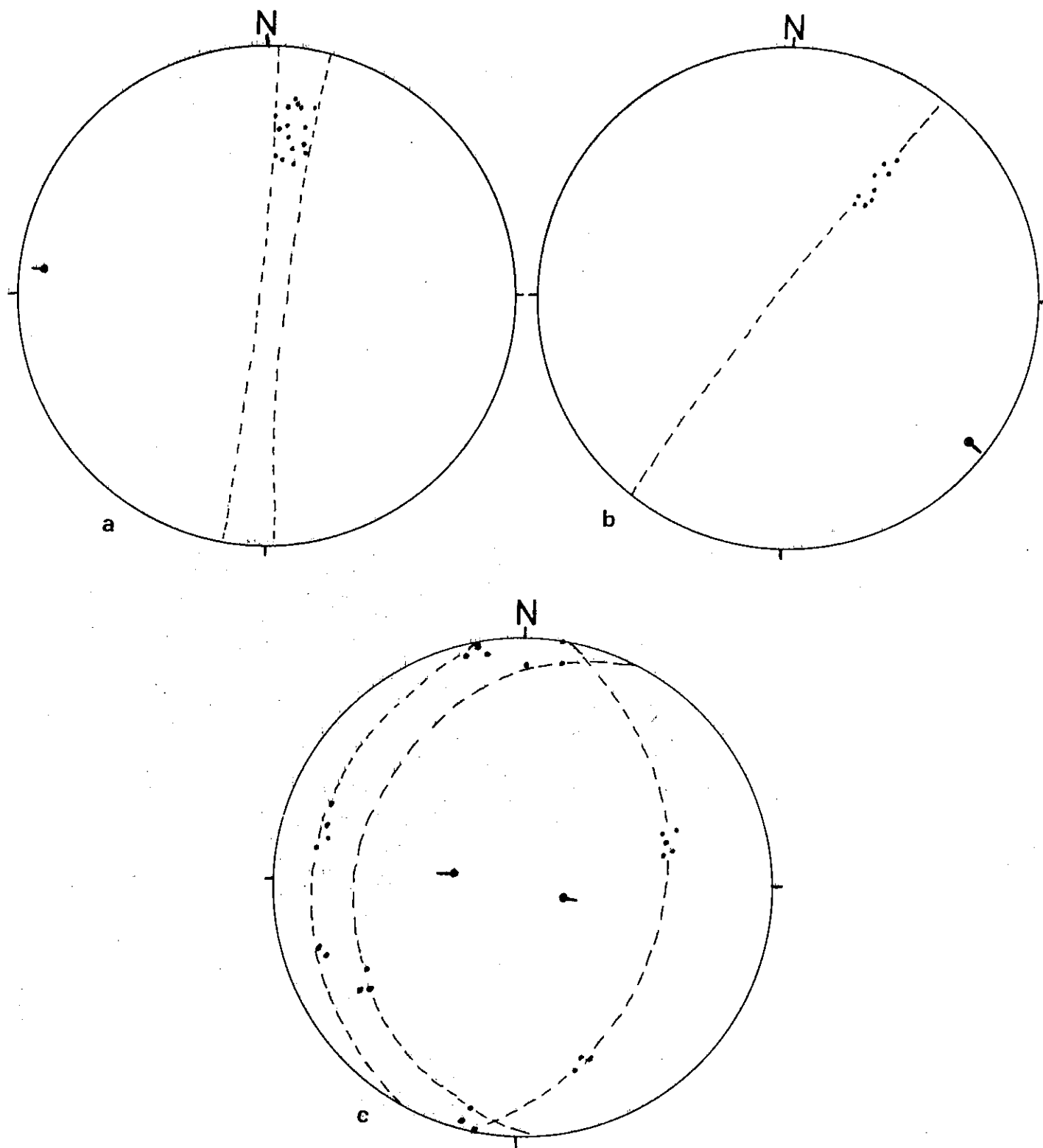


Fig. 25. Stéréogrammes des pôles de stratifications et des axes du pli dans l'anticlinal de Mil - Do Tchah.
a) SE de Do Tchah, b) Pir Hassan, et c) Kuh-e-Mil (voir fig. 26 et 27).

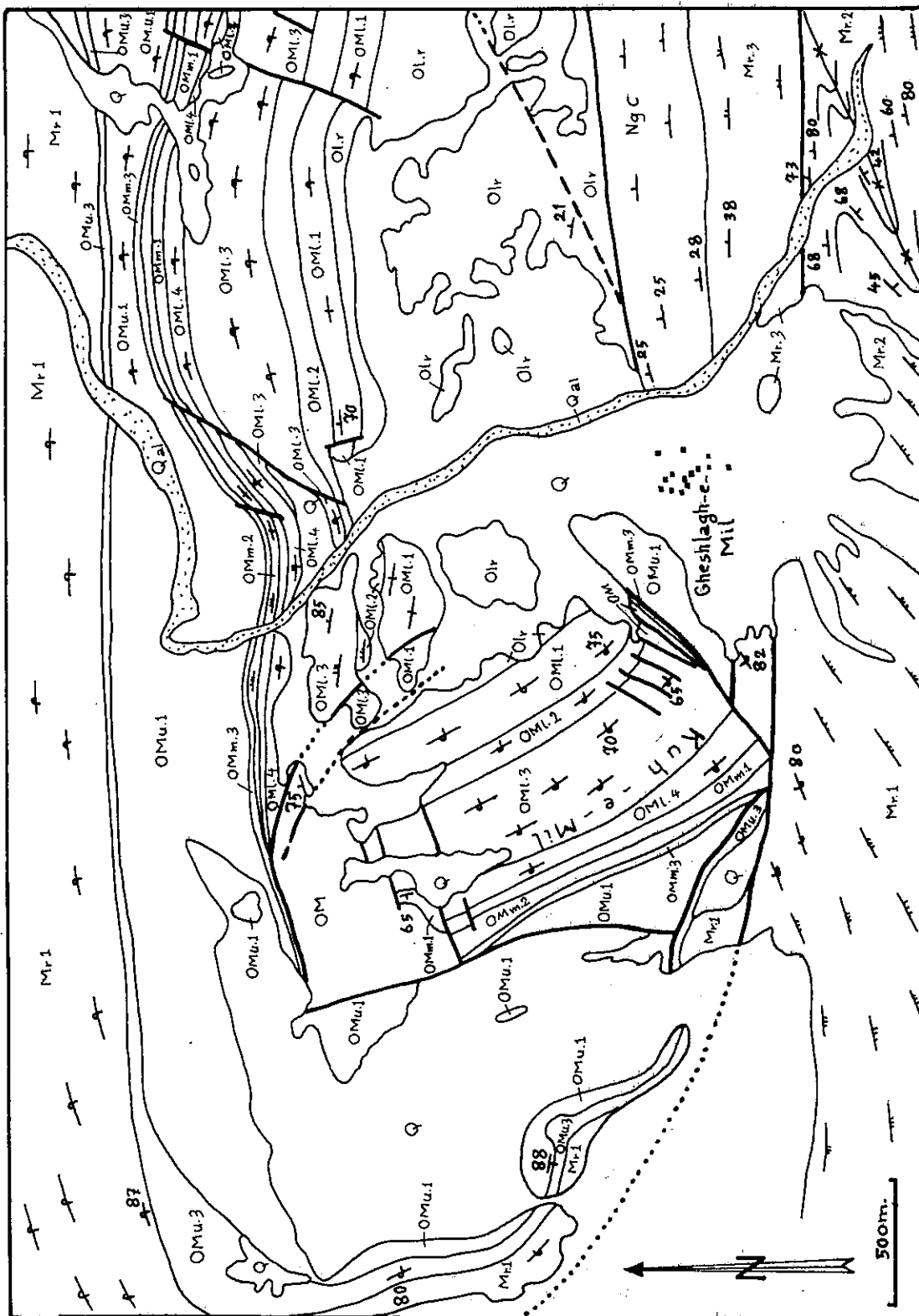


Fig. 26. Carte géologique du Kuh-e-Mil.

III - C.2. Analyse géométrique des éléments structuraux

III - C.2.1. Les plis

Ce sont les structures majeures les plus évidentes de la région de Qom. Ils nous serviront de marqueurs essentiels de la déformation à l'échelle considérée.

Les suites d'anticlinaux et synclinaux de la région sont le plus souvent cassés et recoupés par des failles. Ces plis sont le plus souvent serrés, dissymétriques renversés, souvent coniques et tordus au cours de l'évolution de la déformation (torsion continue ou entraînement dans une rotation). Les plis les plus importants sont les suivants (voir Pl. II).

- Anticlinal de Mil-Do Tchah

Pli de 20 km de long environ (affleurement du coeur du pli) qui se situe au N de la région étudiée, il est déversé et cassé et possède une trace axiale courbe. La géométrie élémentaire de ce pli est donnée par le canevas stéréographique figure 25 et le tectonogramme figure 27.

Le flanc nord de l'anticlinal est inverse, penté de 50 à 75° vers le Sud. Sa direction varie de N90 à N127°E. Le renversement de ce flanc est confirmé grâce aux marqueurs sédimentaires (stratifications obliques, "ripple marks", granoclasement, dispo-

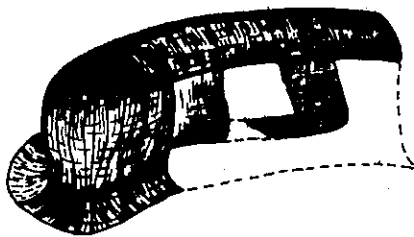


Fig. 27. Tectonogramme schématique montrant la géométrie de l'anticlinal de Mil - Do Tchah.

sition de fossiles (Scutella) etc...).

La terminaison périclinale orientale est coupée par des failles transversales et n'affleure pas. Vers la terminaison occidentale, également rompue, existe un ressèment en champignon dans les couches proches du coeur et où l'axe est inversé (N98.102 plongeant vers l'Est de 54 à 70° : voir figure 25). Ce plongement axial inversé est limité à Kuh-e-Mil. Plus au NW l'anticlinal dessiné par les couches externes devient plus normal et ouvert et s'achève en arrondi avec un affaiblissement progressif du plongement vers l'W-NW.

Le flanc sud de l'anticlinal est écaillé par des failles longitudinales. Dans la partie médiane seules de petites écailles représentent les restes de ce flanc en situation normale (voir III-C.2.3.).

Ce pli a un caractère faiblement conique (angle au sommet très ouvert) comme le démontre la répartition des pôles de stratification sur le canevas stéréographique sur de petits cercles très proches de grands cercles.

Les variations de directions axiales du pli de Mil-Do Tchah sont assez importantes : N127-4SE à Pir Hassan, N99-2W au SE de Do Tchah, et surtout, dans le Kuh-e-Mil, N98-54E, N102-70E et N99-60W. Les failles transverses, qui affectent le coeur de l'anticlinal où l'alternance des strates compétentes-incompétentes de la formation de Qom, provoque des réactions différentielles du matériau, ont un rôle dans ces variations directionnelles de la structure.

La morphologie générale de ce pli est, en raison de ces faits et surtout de l'absence de flanc normal simple, assez confuse sauf à l'Ouest de Mil dans la terminaison périclinale occidentale (fig. 26).

- Synclinal de Yazdan

C'est une structure parallèle à la précédente, située au Sud. La trace axiale du pli se suit sur 20 km, elle est convexe vers le N et varie de N55 à N120. Quatre stéréogrammes (fig. 28) définissent la géométrie de ce synclinal selon quatre coupes situées sur la carte (voir fig. 23). Les guirlandes obtenues indiquent un pli conique. A l'Est de Nabile l'axe K plonge de 30° vers l'Est (D = 6 à 9°E), et la terminaison occidentale est presque horizontale (D = N68 - 4 à 18°E).

Il s'agit au total d'un synclinal déjeté vers le N.

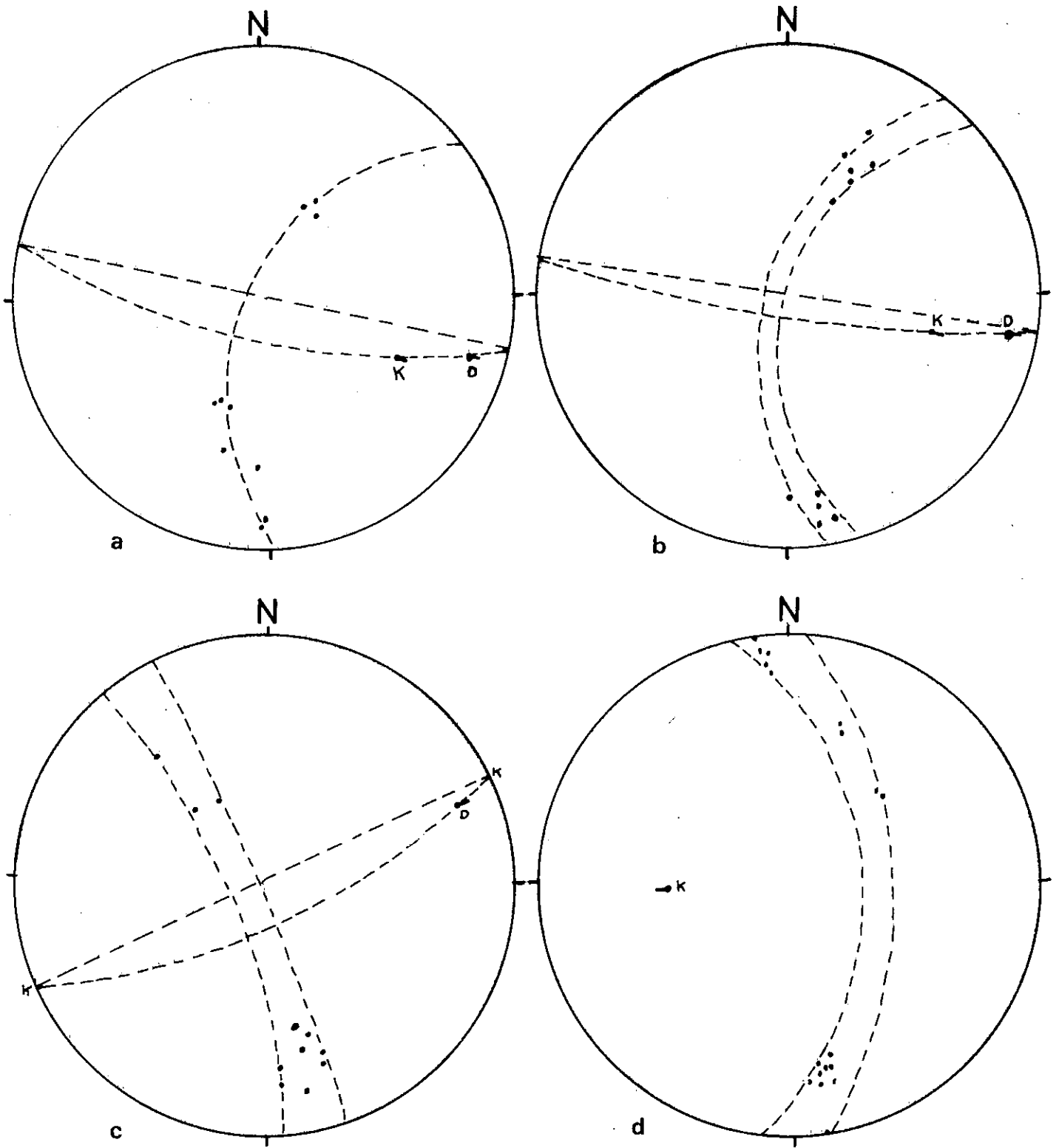


Fig. 28. Stéréogrammes des pôles de stratifications et des axes du pli dans le synclinal de Yazdan.

- Anticlinal de Bouroune (ou de Kamar Kuh)

Ce pli a un double plongement et une surface axiale tordue par les déformations et fracturations récentes. Il s'étend sur 15 km à l'Ouest de Qom (fig. 29 et 30, Pl. II) et sa trace axiale est convexe vers le N comme celles des plis précédents. La vallée de Bouroune divise en deux cette structure. A l'Ouest l'anticlinal est déversé vers le Sud (pendage de la surface axiale : $72-78^{\circ}\text{N}$) et le périclinal occidental devient peu à peu celle d'un pli droit (de direction $\text{N}70-12^{\circ}$ à 24°W). La partie orientale du pli (Kuh-e-Gandab) est fortement perturbée par des failles longitudinales et a un déversement contraire, c'est-à-dire vers le Nord. Le périclinal est ici de direction $\text{N}116-15^{\circ}$ à 20°E .

Les stéréogrammes indiquent un pli de type cylindrique sauf à l'Ouest du Kuh-e-Kolangi où la structure est plus serrée et a une tendance fiablement conique à axe K horizontal (fig. 30).

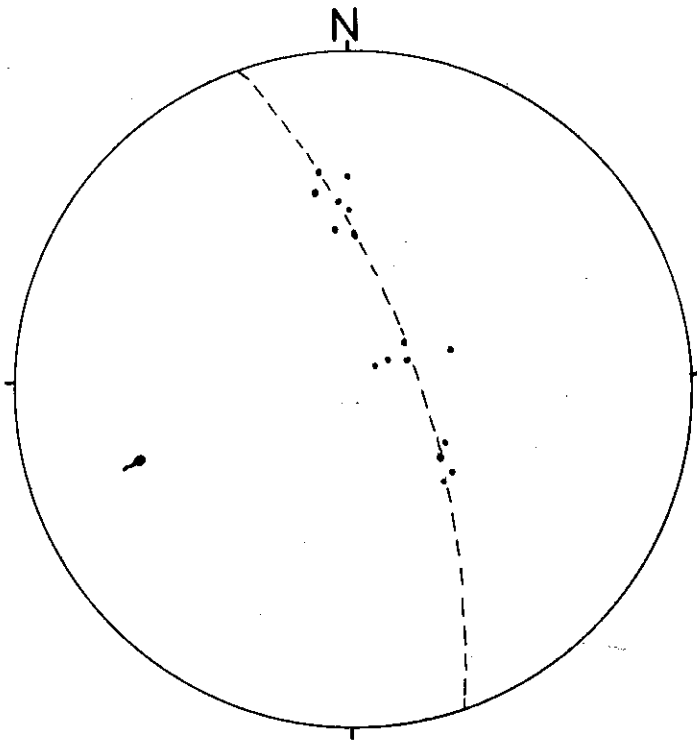


Fig. 29. Stéréogramme des pôles de stratifications et plongement d'axe de la terminaison périclinale occidentale de l'anticlinal de Bouroune.

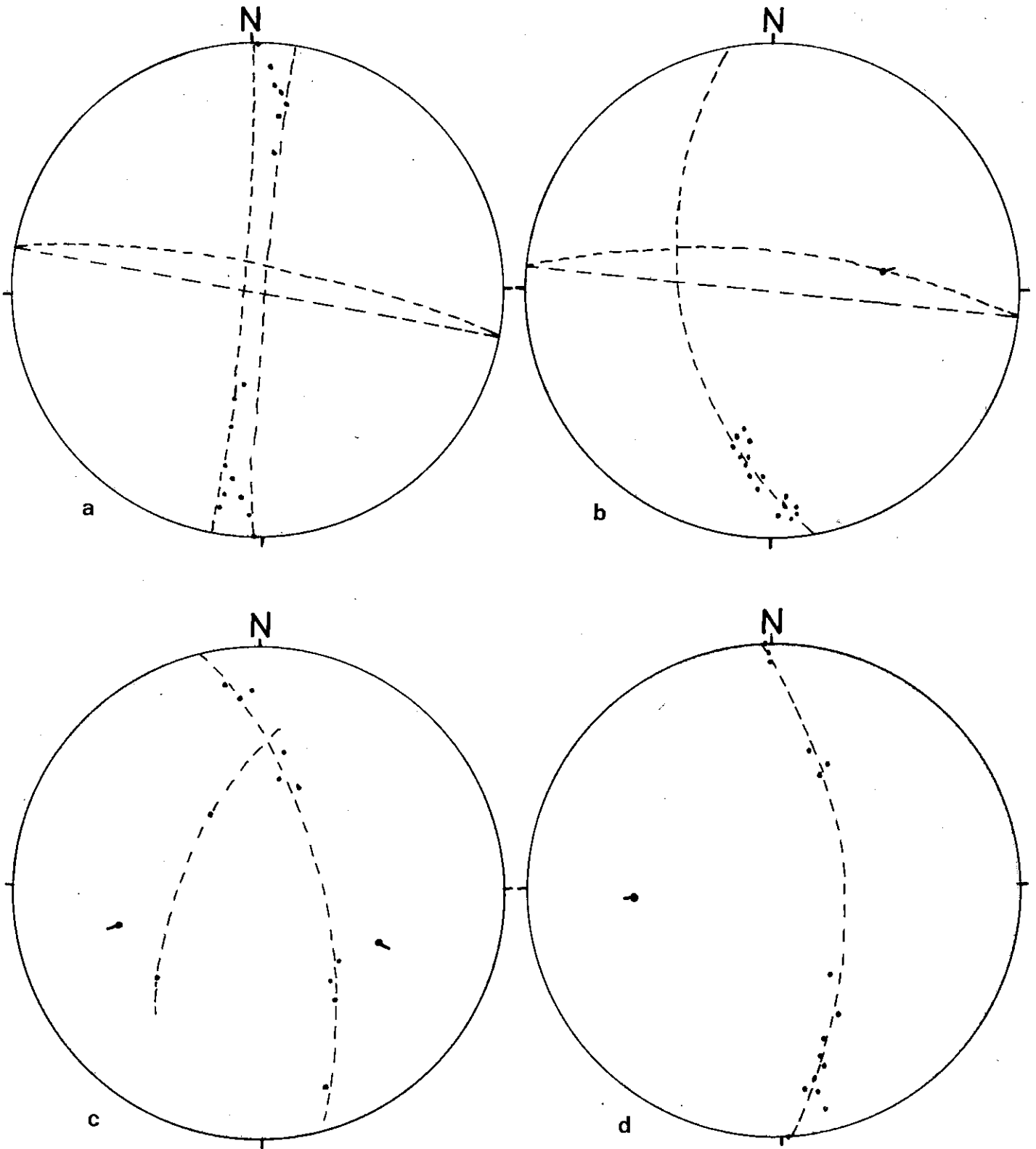


Fig. 30. Stéréogrammes des pôles de stratifications et des axes du pli de l'anticlinal de Bouroune.

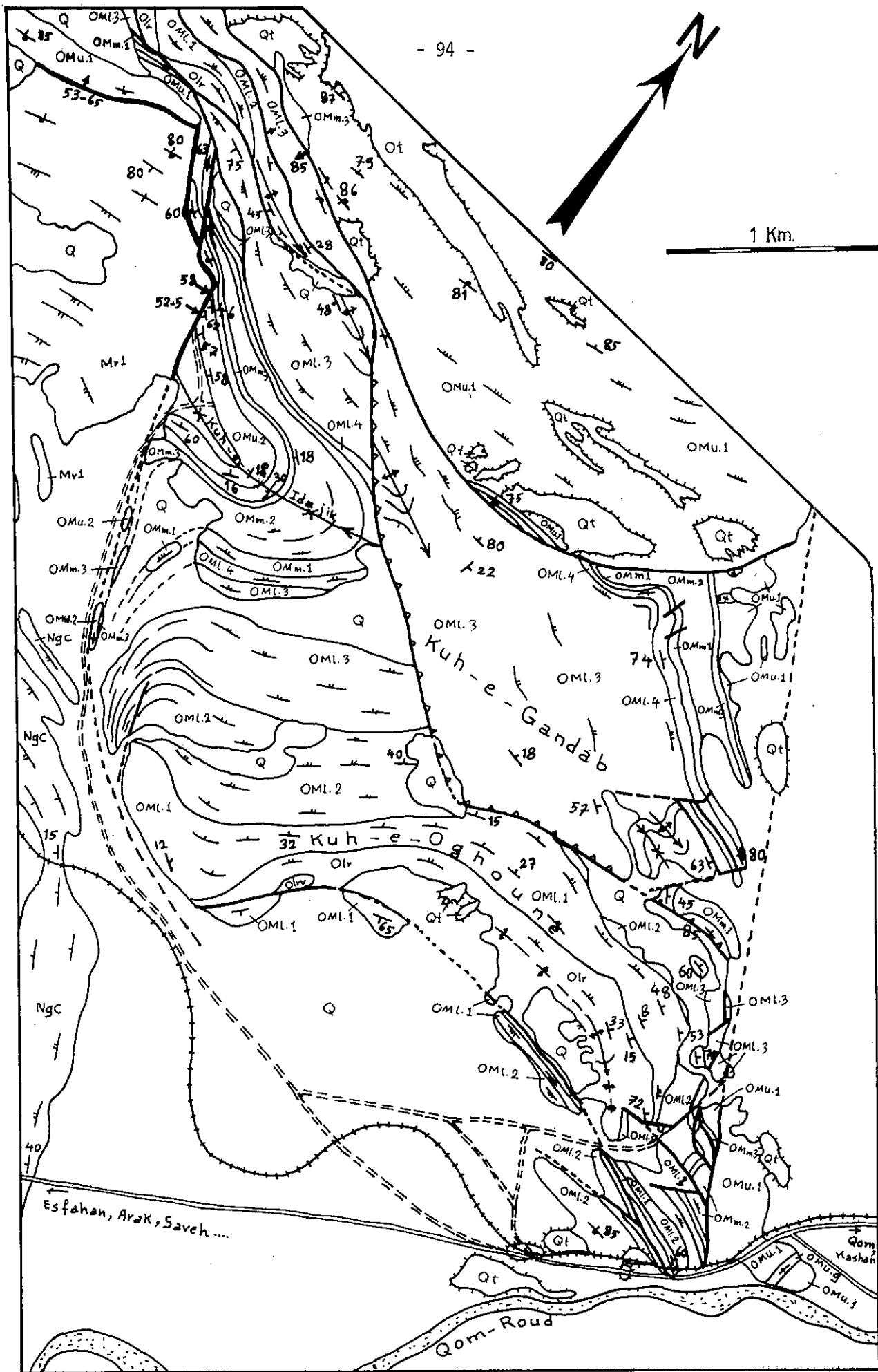


Fig. 31. Carte géologique d'Idajik - Oghoune - Gandab.

A Takht-e-Sanambar existe un pli parasite local dû à un bloc glissé vers le S sur une faille (voir III-C.2.2., fig. 48).

Les sous-structures et failles qui déforment ce pli seront décrites plus loin (voir III-C.2.2.).

- Synclinal d'Idajik

Bien que plus petits que les autres plis de la région, cette structure est l'une des plus intéressantes. Sa géométrie est précisée par les figures 31 et 32. Le pli est situé dans un compartiment isolé par des failles transversales, des structures voisines (voir III-C.2.2. et III-C.3). Il s'agit d'un synclinal perché déjeté et de type conique elliptique à axe horizontal (axe K penté de 11° vers l'Ouest et angles apicaux $\alpha_{\min} = 10^\circ$ et $\alpha_{\max} = 18$ à 25° , voir fig. 32).

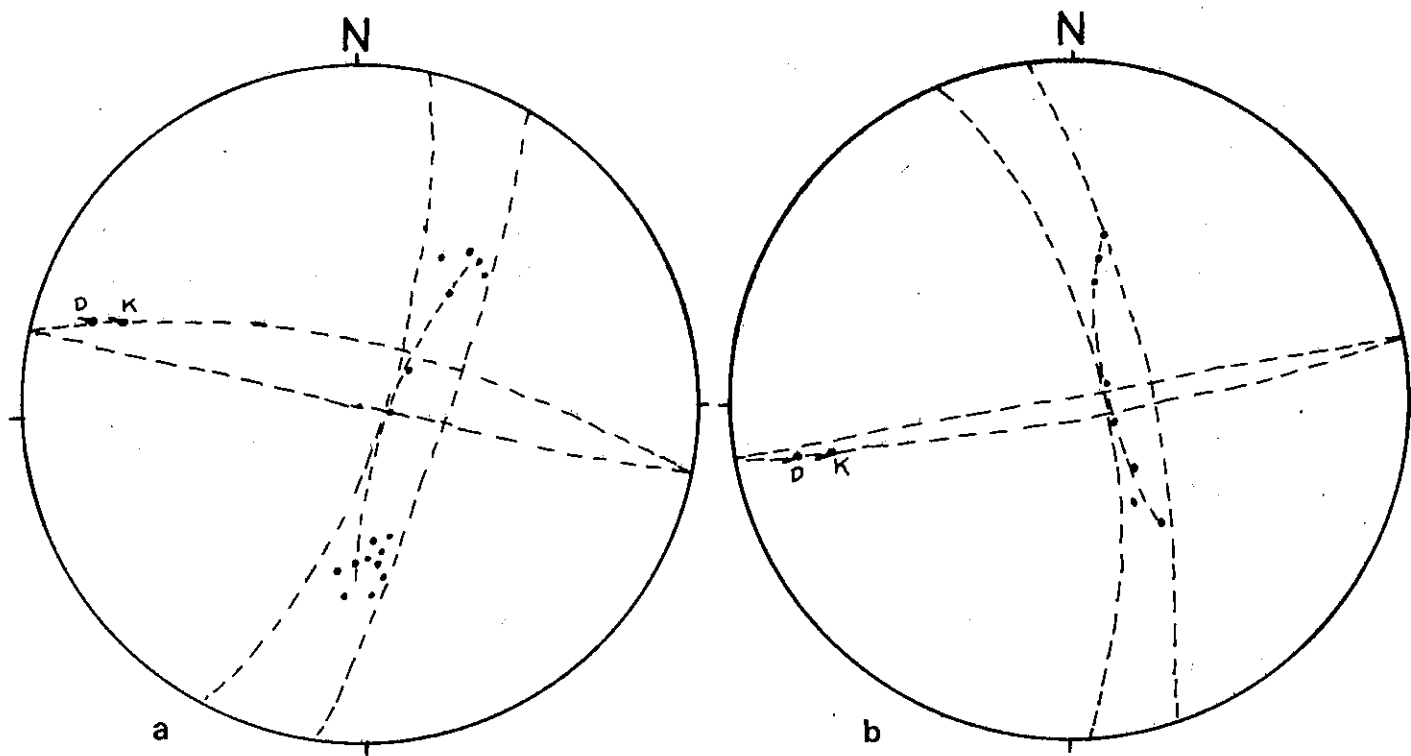


Fig. 32. Stéréogrammes des pôles de stratifications et des axes du pli dans le synclinal d'Idajik.

Le plan axial du pli est gauchi et sa partie orientale est située sous la faille chevauchante de Gandab (voir III-C.2.2.). Dans la flexure d'Idajik (couloir faillé) les couches des différentes unités de la formation de Qom sont plissées de façon dysharmoniques ce qui provoque des amincissements et des étirements de ces unités qui s'allongent dans le sens de la flexure (fig. 31).

- Anticlinal d'Oghoune

Pli dissymétrique déjeté et tordu à direction axiale convexe vers le N, cette structure est recoupée par une faille longitudinale (faille d'Oghoune) qui se suit sur 3 km environ. Comme le synclinal d'Idajik, ce pli est impliqué dans le couloir faillé de la flexure d'Idajik et il devient plus serré et déversé en direction de l'Est (fig. 31).

- Anticlinal de Khezh

Au Sud de Qom, les structures sont très perturbées par l'existence d'un pli parasite assez singulier dont nous parlerons plus loin. A l'Ouest de cette singularité peut s'étudier le pli de Khezh qui est déversé et a une direction N125-130 (Pl. II). Il s'agit peut-être de la continuation de l'anticlinal d'Oghoune.

Le flanc nord de l'anticlinal de Khezh est inverse et fortement écaillé (voir étude des zones faillées III-C.2.2. et III-C.3.). Cette géométrie est précisée surtout grâce aux superpositions des différentes unités lithologiques de la formation de Qom.

Le flanc méridional de l'anticlinal, qui est évidemment aussi le flanc du synclinal adjacent : celui de Ghiz Takhti, est fortement penté vers le SW et même, en allant vers le Kuh-e- Nardaghi, renversé vers le N au moins pour les horizons supérieurs de la formation de Qom (fig. 33).

La terminaison périclinale occidentale, où passe la route de Qom à Esfahan, a une géométrie (fig. 34) perturbée par des rotations dues à des failles transversales. Vers l'Est, une zone faillée interrompt le pli.

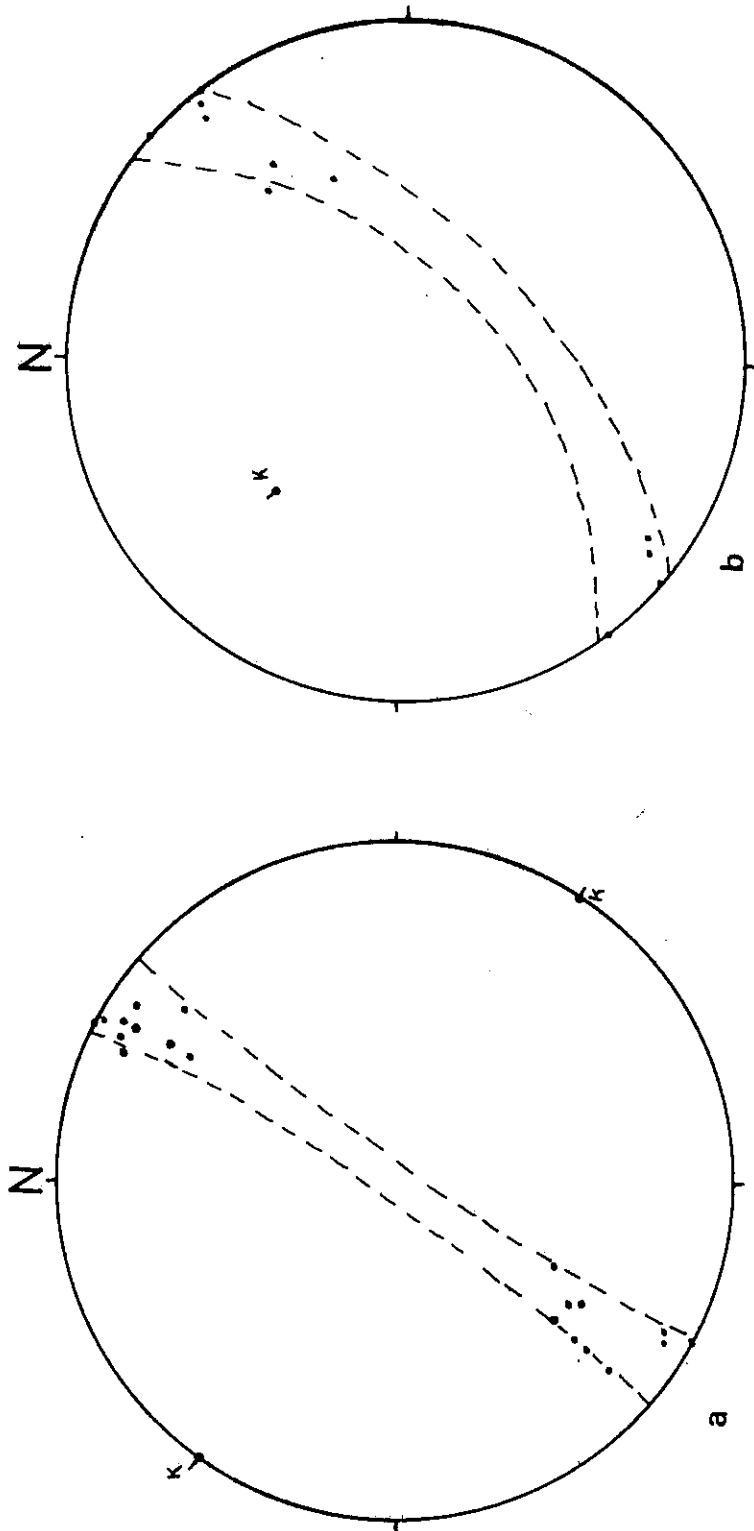


Fig. 33. Stéréogrammes des pôles de stratifications :
a) entre *Kuh-e-Nardaghi*, *Kuh-e-Khezr* et *Kolah Ghazi* ; b) à l'Ouest
de *Kuh-e-Do Baradar*.

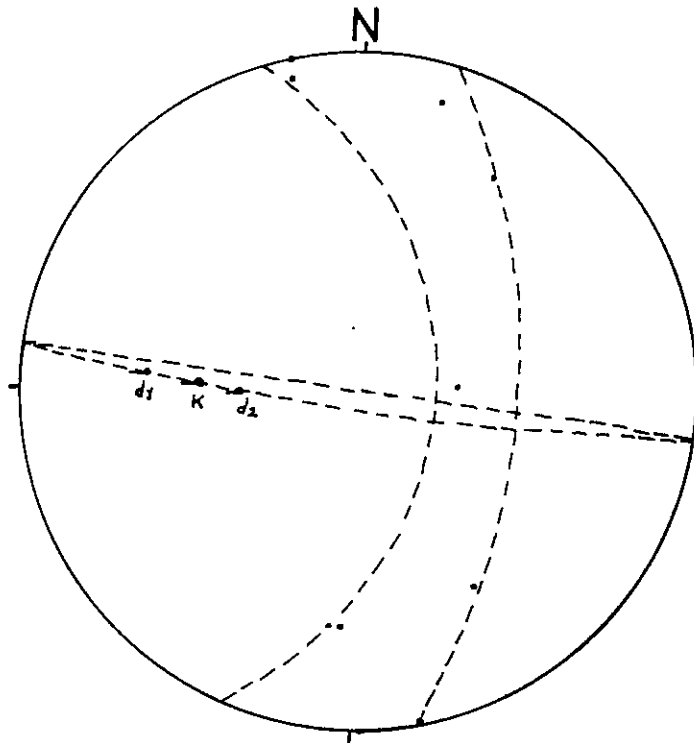


Fig. 34. Stéréogrammes des pôles de stratifications et des axes du pli dans la terminaison occidentale de l'anticlinal de Khezer.

- Synclinal de Ghiz Takhti

Contigu et parallèle au S de l'anticlinal de Khezer, ce pli a été fortement déformé par le poinçonnement du pli parasite singulier de Do Baradar déjà signalé ci-dessus (Pl. II).

A l'Est de Do Baradar, la trace axiale de ce pli se suit sur 5 km environ. A l'Ouest se trouve le flanc redressé et même renversé commun à l'anticlinal de Khezer et décrit ci-dessus.

Les stéréogrammes (fig. 35) indiquent les torsions axiales du pli de Ghiz Takhti. Ces changements locaux de plongement ou de direction sont peut-être dus en partie aux effets du poinçonnement du pli de Do Baradar, mais sans doute aussi au passage, vers le S, d'une faille dextre de type "P" (voir III-C.2.2. et Pl. II). Les guirlandes stéréographiques, en grandes ou petits cercles, indiquent les formes cylindri-

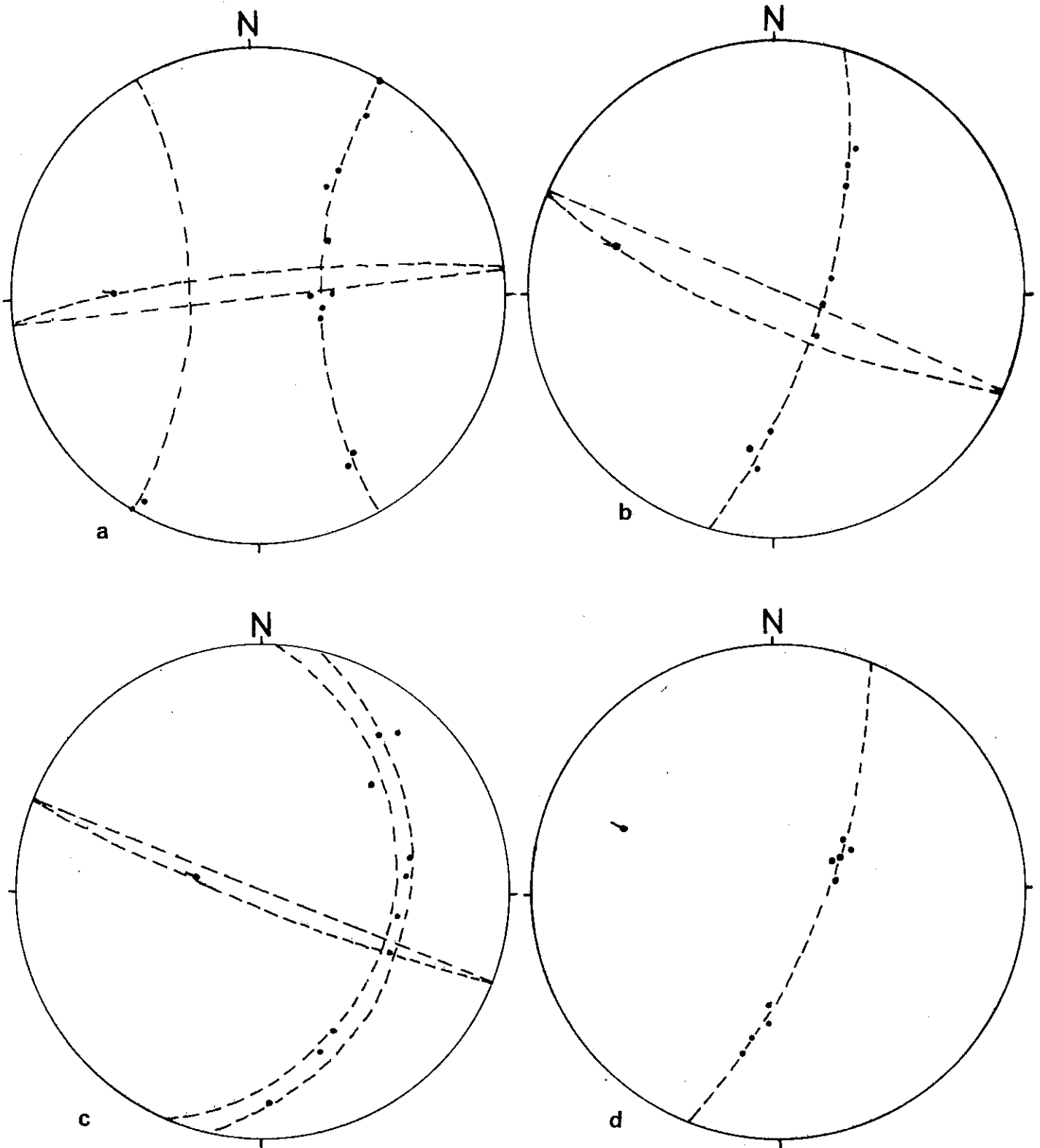


Fig. 35. Stéréogrammes des pôles de stratifications et des axes du pli du synclinal de Ghiz Takhti.

ques ou coniques du pli. Ces variations correspondent à des raccourcissements différentiels le long de l'axe.

Au total, il s'agit d'un synclinal déjeté (plan axial à pendage 75°S environ) à l'Est de Ghiz Takhti (fig. 35b) qui devient déversé (plan axial à pendage 75°N) en sens opposé quand on se dirige vers l'Ouest (fig. 35a), vers le Kuh-e-Nardaghi.

- Pli parasite "singulier" de Do Baradar

Cette structure particulière, désignée par le nom du Kuh-e-Do Baradar -un bioherm récifal de la formation de Qom- est une antiforme très localisée et serrée, en forme de V en surface (fig. 36 et Pl. II). Le matériel constitutif de la formation de Qom entraîne, dans les plis et autres structures de la région, des perturbations assez spectaculaires, en raison des grandes différences de compétence et d'épaisseur de la zone du récif par rapport à celles des matériaux avoisinants. Le pli parasite dont il est question ici est l'expression la plus claire de ces perturbations.

La géométrie de la structure est présentée par la figure 37 obtenue à partir des plans de stratification mesurés dans différentes coupes radiales de la LRF jusqu'à la discordance basale de la formation de Qom (fig. 23). Sur stéréogramme (fig. 37) on obtient des guirlandes de pli conique (axe K = N126-60NW) où les petits cercles respectivement à 70° et 100° de K indique un angle apical du cône compris entre 10 et 20°. Cela correspond à une atténuation du rayon de courbure des couches en direction du haut de la série (voir aussi figure 36).

L'épaisseur constante de l'unité lithologique OM11, l'absence de OM12 vers la charnière du pli et la période de construction du récif (durant OM13), expliquent : qu'il s'agit d'une structure en grande partie synsédimentaire (au cours de la sédimentation des marnes gréseuses de la fin de l'Oligocène ; voir III-B.3.3. ; III-B.3.5. et III-B.3.6.), liée soit à une montée diapirique des évaporites de la LRF (voir III-B.2.) soit à un serrage latéral. Il est possible aussi que les deux mécanismes agissent également et ensemble.

Les données stratigraphiques (voir III-B.3.) et l'existence de la discordance à la base de la formation de Qom, indiquent que les déformations se sont poursuivies après la sédimentation et ont donc complété la structure amorcée précocement. L'évolution de ce pli parasite se poursuit d'ailleurs dans les phases tectoniques post-miocènes (voir III-C.3.).

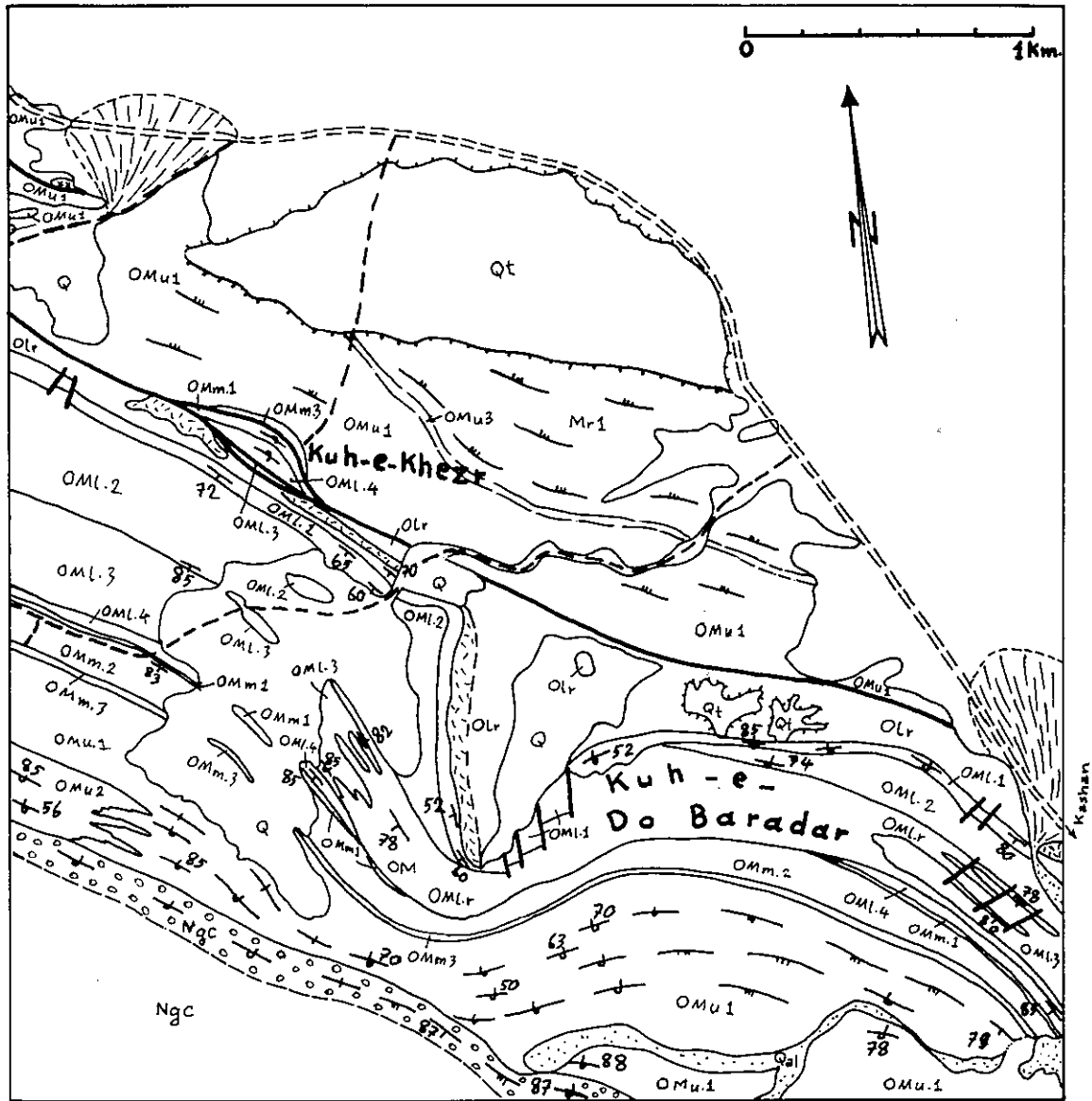


Fig.36.-Carte géologique du Kuh-e-Do Baradar.

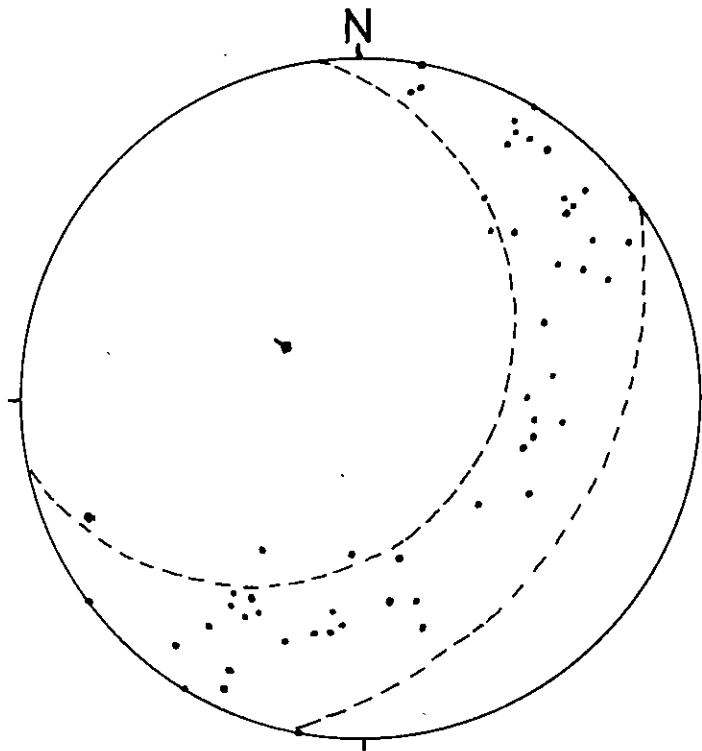


Fig. 37. Stéréogramme du pli parasite "singulier" de Do Baradar.

- Anticlinal de Lankroud

Ce pli, de type cylindrique (voir stéréogrammes, fig. 38) flanque au S le synclinal de Ghiz Takhti dont une partie est tronquée par une faille dextre (Pl. II). Son axe est légèrement convexe vers le N et son plongement périclinal atteint 27° vers l'Ouest.

- Autres structures plissées

Au S de l'anticlinal de Lankroud existe une série monoclinale en position normale qui est limitée au N par une zone faillée et au S par des épandages quaternaires.

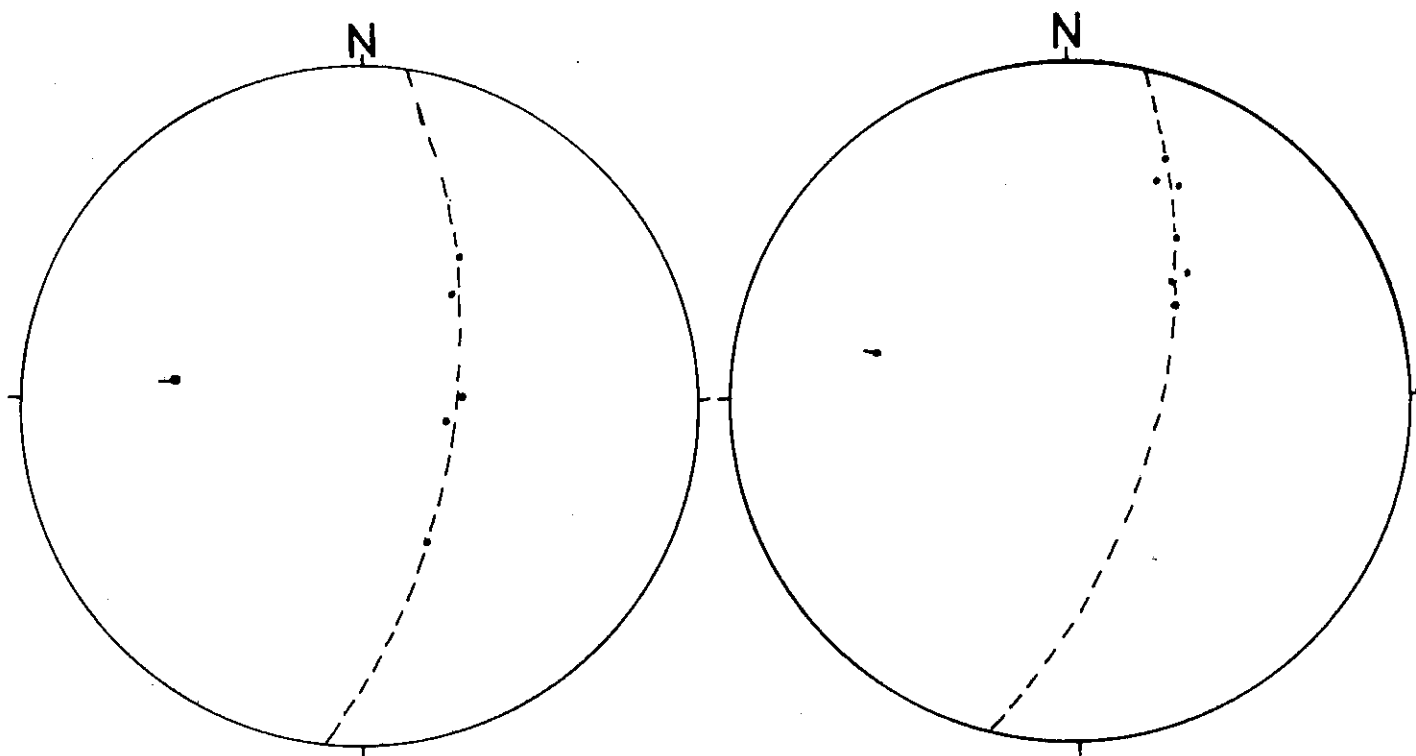


Fig. 38. Stéréogrammes des pôles de stratifications et des axes du pli de l'anticlinal de Lankroud.

Elle correspond à un flanc de pli incomplet : nous la désignons sous le terme de "flanc du Kuh-e-Sefid".

A 2 km à l'Ouest de Ghiz Takhti s'observe le crochonnement de l'unité DM11 (formation de Qom) qui peut être interprété comme les restes d'une terminaison périanclinale.

Signalons enfin, associés à la terminaison périclinale orientale de l'anticlinal de Bouroune, deux plis locaux, de direction N100-100°E plongeant E, situés à l'Est du Kuh-e-Gandab et au N du Kuh-e-Oghoune (fig. 31).

III - C.2.2. Les fractures

Il s'agit d'envisager ici les différents types de discontinuités qui se sont produites avant, pendant ou après les flexions qui ont donné les structures plissées que l'on vient de décrire.

Ce sont des discontinuités répétitives ou non, avec ou sans déplacement des compartiments qu'elle limitent. Nous distinguerons les failles, le long desquelles il y a déplacement ; les diaclases sur lesquelles les mouvements relatifs sont peu évidents s'ils existent ; les plans de stylotites. Comme précédemment on verra les caractères géométriques de ces marqueurs de déformation, leur distribution à différentes échelles, et enfin leurs relations éventuelles avec les structures plissées.

a) Les failles

Ce sont toutes les discontinuités sur lesquelles on peut lire un déplacement. Lorsqu'elles sont de grandes dimensions, elles sont figurées sur la carte (Pl. II). En général, elles modifient la disposition des structures plissées qui évidemment en ce cas leur sont antérieures.

En anticipant sur l'interprétation que l'on peut donner de ces failles, il faut souligner leurs évidentes relations angulaires, déjà mentionnées à l'occasion de l'examen de la cicatrice éruptive dans son ensemble. Elles constituent alors des familles de failles majeures que l'on va étudier en les désignant par leur localisation géographique.

- Faille de Mil-Do Tchah

C'est une faille courbe, convexe vers le N, de 15 km de long. Elle sépare l'anticlinal de Mil-Do Tchah du synclinal de Yazdan (Pl. II).

Les écailles, fragments du flanc normal de l'anticlinal de Mil-Do Tchah, sont disposées le long de cette faille au S et au SW de Do Tchah.

Le sens de déplacement sur cette faille n'est pas aisé à déterminer sur un miroir de faille car la plupart du temps les unités recoupées sont incompetentes donc peu favorables pour conserver les traces. Cependant, les données cartographiques permettent de penser que la faille de direction sensiblement E-W (de N80 à N120) est de

type rotationnel, avec rejet vertical important (affaissement de compartiment S) Il semble aussi que le rejet est plus important dans la partie orientale que dans la partie occidentale de la faille.

La faille de Mil-Do Tchah est recoupée, et donc interrompue, par d'autres failles transversales : au NE de Nabile et à l'Ouest de Mil.

- Faille de Yazdan

Elle se présente comme une branche de la faille de Mil-Do Tchah. Elle débute au S de Do Tchah et se poursuit sur 12 km, parallèlement au S de la précédente. Sa direction est N80, et au S de Kuh-e-Mil elle prend une direction vers W-NW avant de s'amortir et de disparaître dans la URF.

La faille de Yazdan recoupe la surface axiale du synclinal du même nom (voir ci-dessus et Pl. II).

- Zone faillée de Bouroune

Il s'agit du réseau de failles longitudinales qui se trouve dans l'anticlinal de Bouroune entre Kuh-e-Kolangi et Kuh-e-Gandab. L'existence de cette zone faillée est mise en évidence par une cartographie fine des différentes unités lithologiques de la Formation de Qom. Ce sont des failles inverses à rejet différent selon les lieux (mouvement rotationnel) et à fort pendage. Elles sont liées à la zone d'intrados de la partie la plus resserrée et déversée de l'anticlinal de Bouroune. Elles se sont développées le long d'unités incompetentes (marnes, gypse, etc...) et ont un rôle dans la réduction apparente de l'épaisseur de ces unités. Cet amincissement de certains niveaux avait jusqu'alors été interprété comme une variation latérale de sédimentation. Cela interdisait la mise en évidence de discontinuités. En fait, on ne voit pas sur le terrain de véritables miroirs de failles, mais les variations de directions et les déplacements par des failles transversales sont clairement mis en évidence par la cartographie (voir fig. 31, 39 et Pl. II).

En allant vers le Kuh-e-Gandab depuis le Kuh-e-Kolangi, comme le montre bien la carte, le nombre des failles croît et la valeur de leurs rejets augmente (fig. 60). Cela s'explique par la multiplication des branches annexes de la faille principale, dont les traces irrégulières sont dues à leurs pendages plus ou moins forts, dans la terminaison périanticlinale de Bouroune. Celle-ci est en effet intensément découpée au N d'Idajik et dans le Kuh-e-Gandab.

Dans ce réseau de Bouroune certaines failles sont plus importantes en raison de leur caractère local ou de leur mécanisme original de formation. Ce sont :

- La faille de Kolangi, qui débute au S du Kuh-e- Kalangi et se divise en deux segments qui limitent l'unité OM13 dans le flanc nord de l'anticlinal de Bouroune (fig. 60a et Pl. II). Ce sont des failles subverticales ou inverses fortement pentées vers le N. Elles se rejoignent à 1 km au S de Nabile et se poursuivent vers l'Est avec des caractères, et des dénominations, différents (fig. 60b, c).

- La faille de Nabile, qui est courbe, convexe vers le S en plan, et se suit sur 5 km (fig. 31) environ. Elle limite les marnes de l'unité OMu1 au S de Nabile et au N du Kuh-e- Gandab.

Cet accident subvertical ou fortement penté vers le S (fig. 60c), jalonné des gypses (unité OMm3) de 5 à 20 m d'épaisseur. Ce fait souligne le rôle des niveaux évaporitiques comme lubrifiant facilitant le glissement sur la faille. Au S de Nabile, ces gypses peuvent localement s'accumuler sur 50 à 60 mètres dans la zone de faille.

Plus à l'Est, au N du Kuh-e- Gandab, un petit cône de roches volcaniques andésitiques post Burdigalien, fortement altérées, paraît être issu de la faille.

La faille de Nabile s'achève par l'escarpement topographique de Qom, qui paraît bien en être la trace.

C'est le long de cette faille que se situe le flanc nord déversé de la partie orientale de l'anticlinal de Bouroune.

- La faille de Gandab est la suite de celle de Kolangi. Elle se suit d'abord parallèle à la faille de Nabile, mais après 2 km environ, au N du Kuh-e-Idajik, sa trace devient N130 puis au Kuh-e-Oghoune elle prend la direction N70 et est limitée à l'escarpement de Qom (fig. 31 et 60c).

Ces changements de direction traduisent le faible pendage de la faille de Gandab (plan faiblement penté vers le S). Elle limite en effet dans le Kuh-e-Gandab le chevauchement de l'anticlinal de Bouroune sur le synclinal d'Idajik. Ainsi l'unité OM13 du flanc septentrional de l'anticlinal de Bouroune vient se superposer sur l'unité OM11 du flanc nord de l'anticlinal d'Oghoune (fig. 31 et 60c).

Les plis locaux de l'extrémité est de l'anticlinal de Bouroune (E du Kuh-e-Gandab) sont peut-être des plis d'entraînement liés au chevauchement (voir fig. 31).

- La faille de Bouroune (voir figures 39, 40 et 41) se situe sur le flanc inverse de l'anticlinal du même nom. La surface de faille, faiblement pentée vers le S, perturbe sur 2 km la suite normale des unités de la formation de Qom. C'est un plan presque perpendiculaire aux plans de stratification et de même direction que celle de l'axe local du pli. Il est possible que cette faille corresponde à un élément du dièdre (l'autre étant le plan de stratification inversé du flanc du pli) de serrage, à arête horizontale, de la base du pli. Son jeu entraîne la disparition d'unités lithologiques et leur diminution d'épaisseur (voir figures 40 et 41).

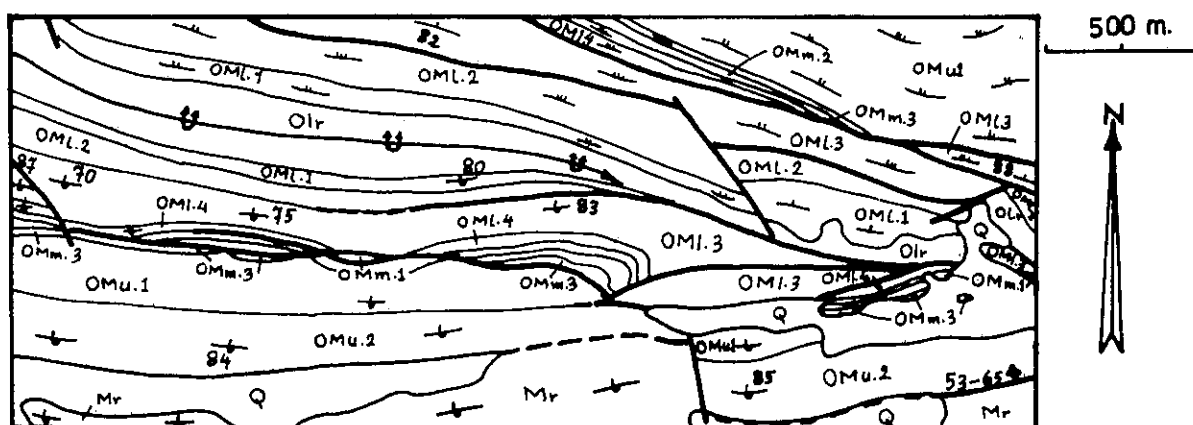


Fig. 39. Carte géologique de la région accidentée par la faille de Bouroune (NW du Kuh-e-Idajik).

- La faille de Kamar Kuh est un accident longitudinal inverse qui au N du Kuh-e-Idajik met en contact la Formation de Qom et la URF.

Il s'agit d'une faille qui a dû se développer au cours du déversement de l'anticlinal de Bouroune, déversement et faille qui s'amortissent en allant vers l'Ouest. Il est probable que la différence de compétence entre les calcaires massifs

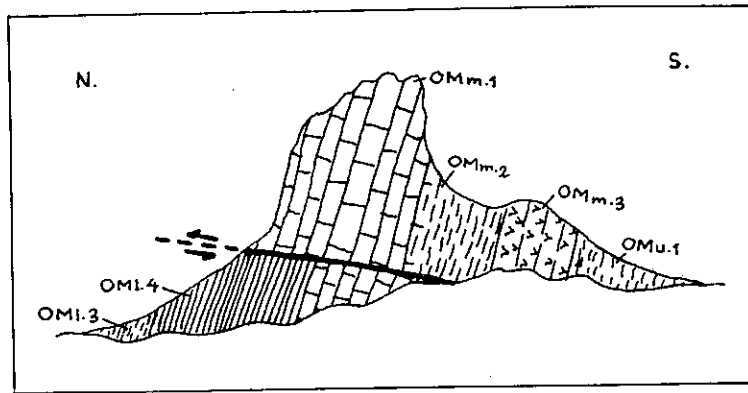


Fig. 40. Coupe structurale du flanc inverse de l'anticlinal de Bouroune montrant le jeu de la faille de Bouroune.

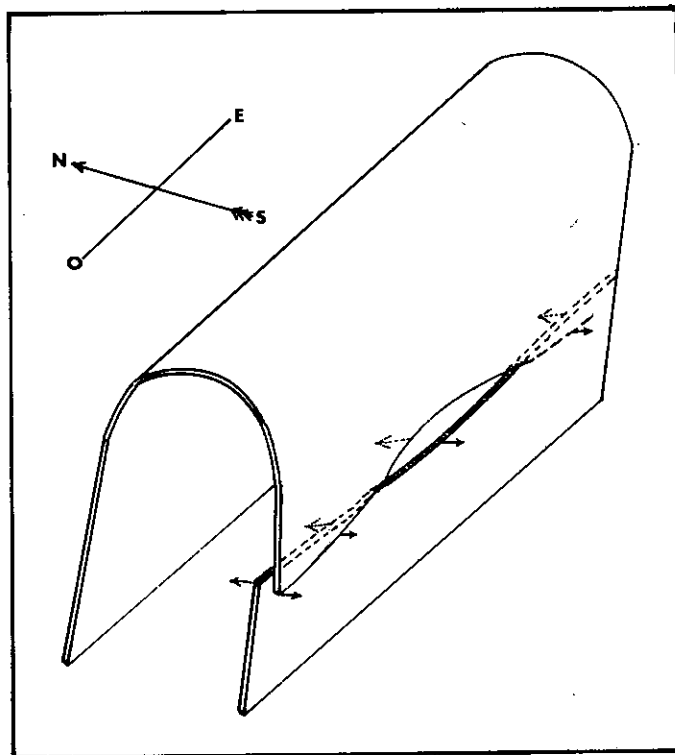


Fig. 41. Tectonogramme montrant la nature des mouvements le long de la faille de Bouroune.

de l'unité OMu2 et les marnes et shales de l'unité basale de la URF, ait un rôle dans la localisation de cette faille.

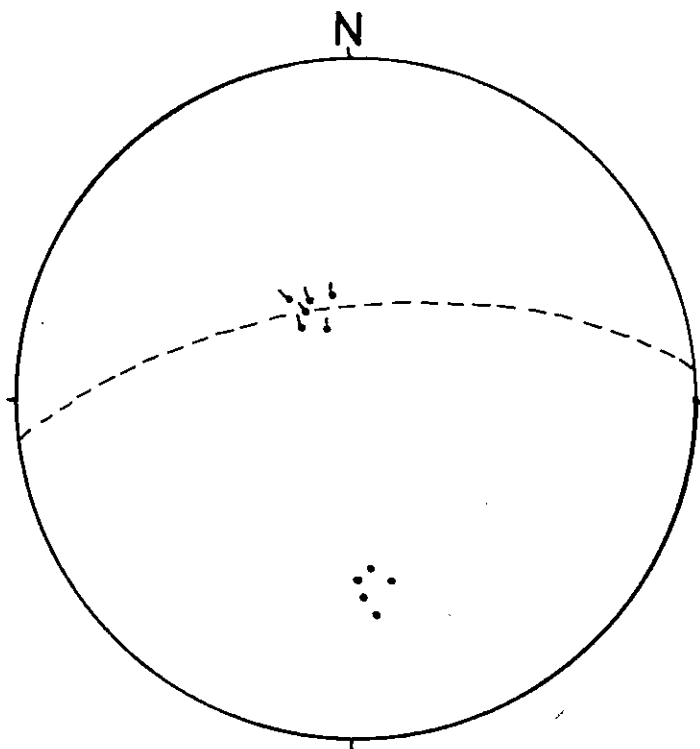


Fig. 42. Stéréogramme de la faille de Kamar Kuh.

Comme l'indique le stéréogramme (fig. 42) où sont reportés plans et stries, c'est une faille à rejet vertical plus important que sa composante horizontale (plan N85 - 53 - 65N avec stries N160 - 50-60NW).

- Faille d'Oghoune est une faille longitudinale subverticale, convexe vers le N et qui provoque l'affaissement du flanc méridional de l'anticlinal d'Oghoune (fig. 31). Le plan de faille est tordu en raison du jeu de deux failles transversales décrochantes (voir plus loin, et III-C.2.1.).

- Faille de Khezr est une faille inverse de direction moyenne N125 pentée fortement vers le S, qui longe l'anticlinal de Khezr (III-C.2.1.) en écaillant fortement son flanc nord (fig. 16, 36 et 59).

Elle compose des branches secondaires qui limitent les écaïlles de Kuh-e-Kolah Ghazi et de Kuh-e-Khezr. On peut les suivre sur environ 7 km entre Safa Shar et le N du Kuh-e-Do Baradar, jusqu'à la plaine de Qom où elle est recouverte par les alluvions. Elle constitue là un escarpement au S et SE de Qom.

Le miroir de faille est bien exposé au pied SW du Kuh-e-Kolah Ghazi (voir stéréogramme, fig. 43). Il présente deux directions nécessaires de stries indiquant un rejet horizontal dextre suivi d'un rejet vertical.

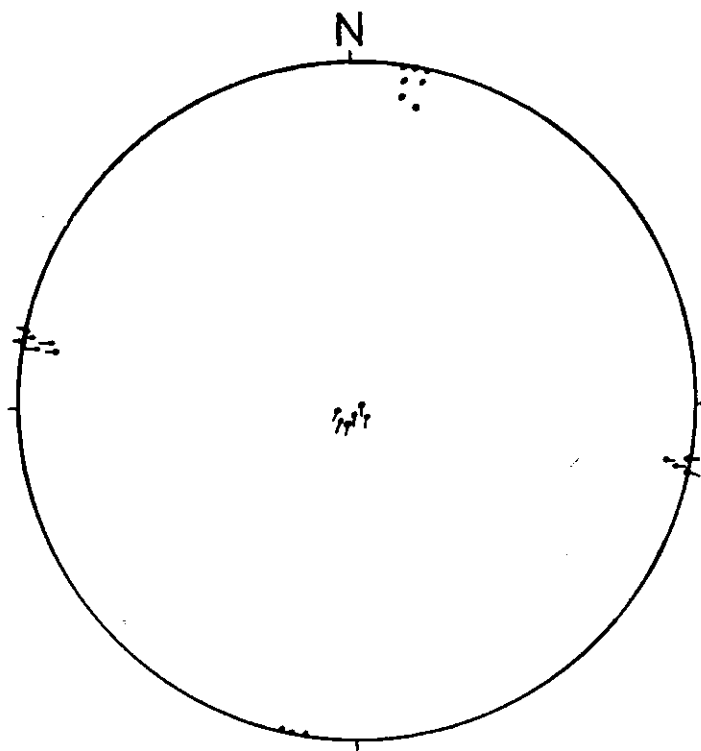


Fig. 43. Stéréogramme de la faille de Khezr (au SW de Kolah Ghazi).

- Faïlle de Ghiz Takhti (Pl. II) a une direction N105 et se suit parallèlement à la trace axiale du synclinal de même nom sur plus de 5 km avant de se terminer à l'Est par l'escarpement de S de Qom. Le rejet de cette faille paraît être oblique ou subvertical inverse, dextre. Ce rejet horizontal apparent d'environ 1 km peut être déduit des déplacements relatifs de la base de la Formation de Qom entre le synclinal de Ghiz Takhati et l'anticlinal de Lankroud.

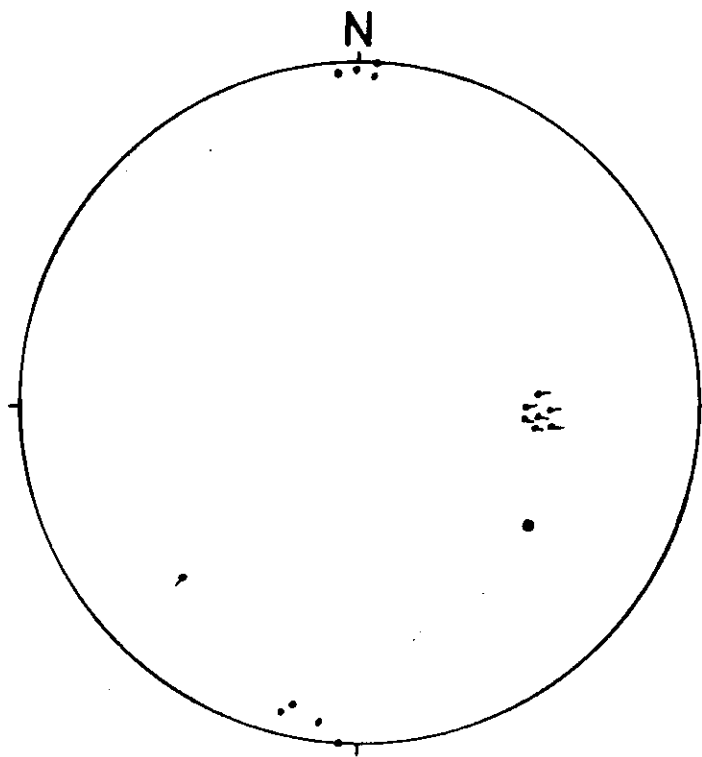


Fig. 44. Stéréogramme de la faille de Ghiz Takhti.

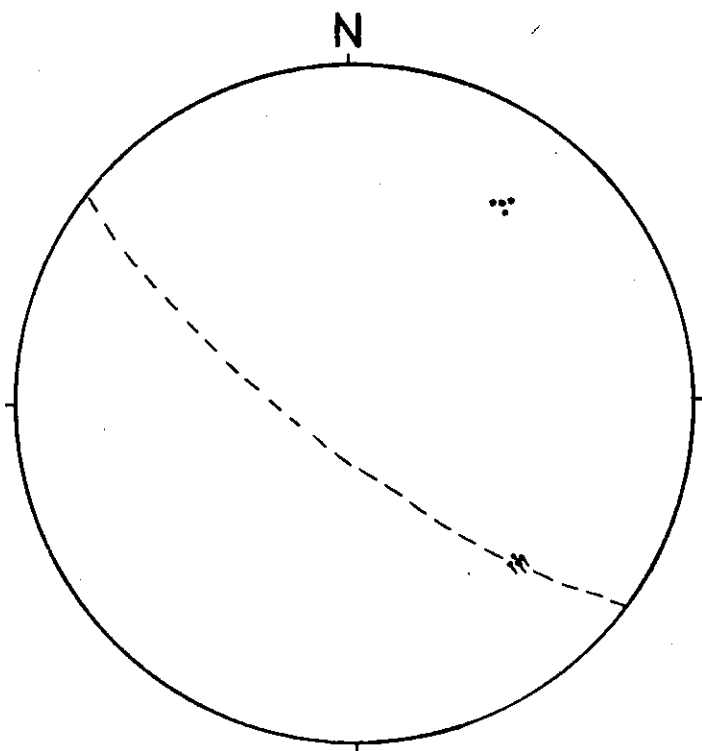


Fig. 45. Stéréogramme de la faille de Lankroud.

Sur la faille principale aucune strie n'a pu être relevée mais sur un miroir d'une branche annexe qui se situe entre l'unité OMu2 et l'unité OMu1 ou les conglomérats du Néogène terminal, à 1 km à l'Ouest de Ghiz Takhti, existent des stries qui plongent de 35° vers l'Est (fig. 44). Elles correspondent à un décrochement dextre plus important que la composante verticale du déplacement.

Dans son extrémité occidentale la faille de Ghiz Takhti se combine avec une faille N150 pour constituer un coin de la Formation de Qom qui pénètre dans les conglomérats du Néogène terminal.

- Faille de Lankroud (Pl. II et fig. 19) a une direction N127 et sépare l'anticlinal de Lankroud du flanc du Kuh-e- Sefid. Elle s'amortit vers le NW à l'E de Ghiz Takhti. Vers le SE, après 3,5 km elle est cachée par les alluvions et vient participer à l'escarpement qui se suit sur une dizaine de kilomètres vers Shurab.

Cette faille indique un mouvement dextre oblique (plan N127-72S avec stries N134-22SE) avec affaissement du compartiment méridional (fig. 45). C'est un accident qui perturbe les structures de la région de Do Baradar et de Kuh-e- Sefid (voir III-C.2.1. et III-C.3.2.).

- Faille d'Idajik (Pl; II et fig. 31) est l'une des plus importantes de la région. Son rôle et les déplacements qu'elle induit sont également très complexes et importants. De direction moyenne N160, pentée E 54-58°, elle porte des stries selon trois directions, ce qui indique la complexité des mouvements relatifs sur ce plan (fig. 46).

La faille d'Idajik participe avec celle de Shadgholi (plus à l'E) à l'escarpement situé à l'W de Qom, et aussi au couloir de décrochement typique de ce secteur (fig. 31). Le long de ce couloir les mouvements relatifs provoquent : flexure, étirement et amincissement du flanc sud du synclinal d'Idajik. Vers le N, le long de la vallée de Bouroune, cette faille se poursuit et passe, à l'Ouest de Nabile, par le point d'inflexion de la flexure de Nabile, ce qui indique la contemporanéité de cette flexure et de la faille, et le caractère de "faille de déchirement" de celle-ci.

La flexure et les stries de cet accident (fig. 46) sont compatibles avec des mouvements relatifs dextres et senestres successifs, le dernier correspondant à un aplatissement des compartiments limités par la faille.

- Faille de Shadgholi fait partie des failles qui forment l'escarpement tectonique de Qom (à l'Ouest de cette ville) et sa continuation passe par le Kuh-e- Namak (7 km de Do Tchah), plus à l'SE elle rejoint la faille de Khezr.

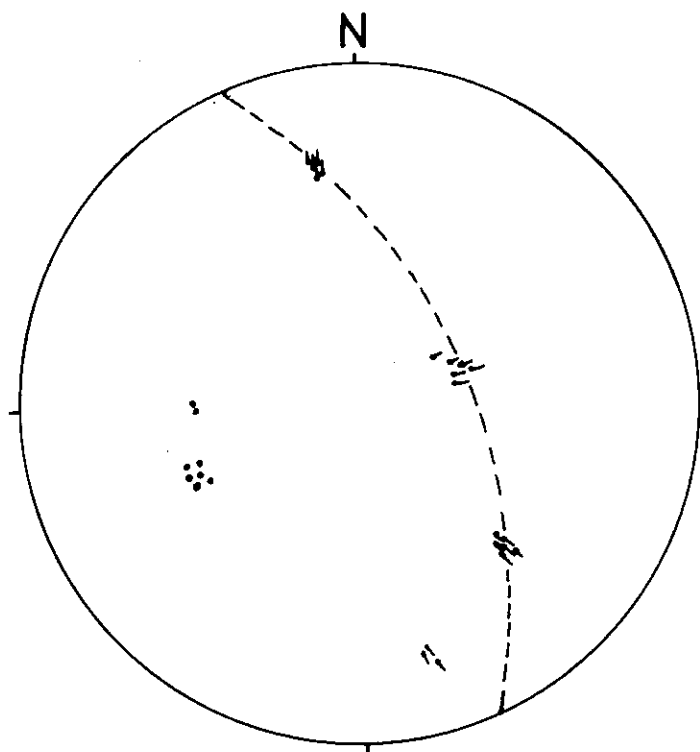


Fig. 46. Stéréogramme de la faille d'Idajik.

- Failles transversales de Do Tchah

Ce sont des accidents du chaînon de Do Tchah presque perpendiculaires à la direction axiale des plis. Elles ont des rejets dextres ou senestres et sont limitées par la faille longitudinale de Mil Do Tchah. Ces failles sont rotationnelles et s'amortissent en profondeur (fig. 47).

Ce type de faille doit s'assimiler aux diaclases transversales aux axes de plis, mais elles ont été amenées à jouer en décrochement dans la suite des déformations. Les failles N60, au NE de Nabile, qui limitent la faille de Mil-Do Tchah, paraissent également être de ce type.

- Les surfaces de glissement (slip faults)

Deux failles de ce type existent, l'une au Takht-e-Samambar dans l'anticli-

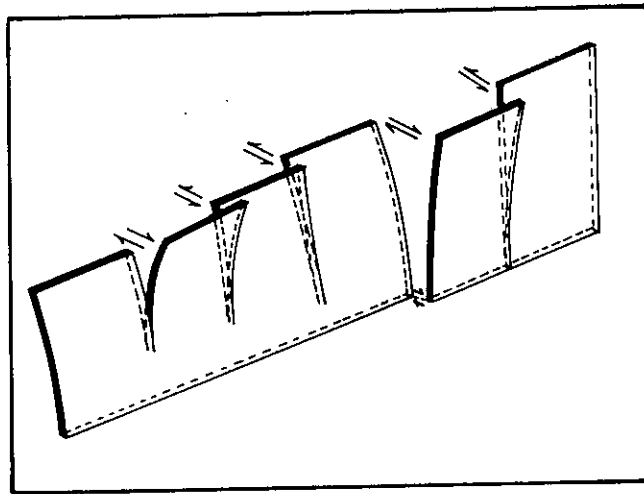


Fig. 47. Tectonogramme schématique montrant le mouvement des failles transversales de Do Tchah.

nal de Bouroune, et l'autre à l'Ouest du Kuh-e-Sefid (fig. 13, 48 et Pl. II). Dans les deux cas le calcaire récifal (unité OMu2) glisse sur les marnes (unité OMu1). L'incompétence de l'unité marneuse a évidemment facilité un tel mouvement qui est localisé et récent (collapse de type glissement en masse).

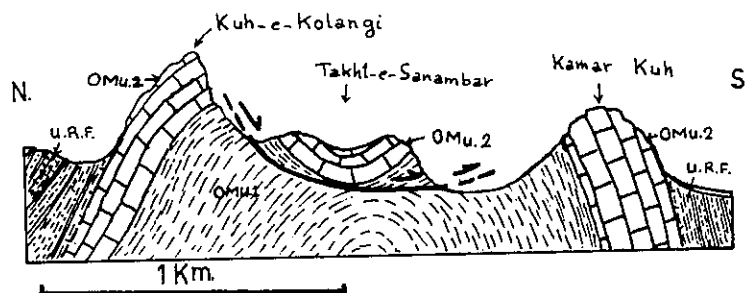


Fig. 48. Coupe schématique montrant la surface de glissement dans le Takht-e-Sanambar (voir fig. 13).

- Les autres failles

D'autres failles de moindre importance existent dans la région. Ce sont des familles secondaires associées aux failles majeures précédentes, soit des failles analogues aux failles majeures mais plus locales. Ces accidents mineurs sont souvent, à l'origine, des diaclases et sont le siège de mouvements peu importants entraînés par le jeu des mouvements régionaux. Ils peuvent le plus souvent, même s'ils sont très nombreux (terminaison périclinale du pli de Mil-Do Tchah), être rapportés aux familles habituelles de diaclase (voir fig. 49).

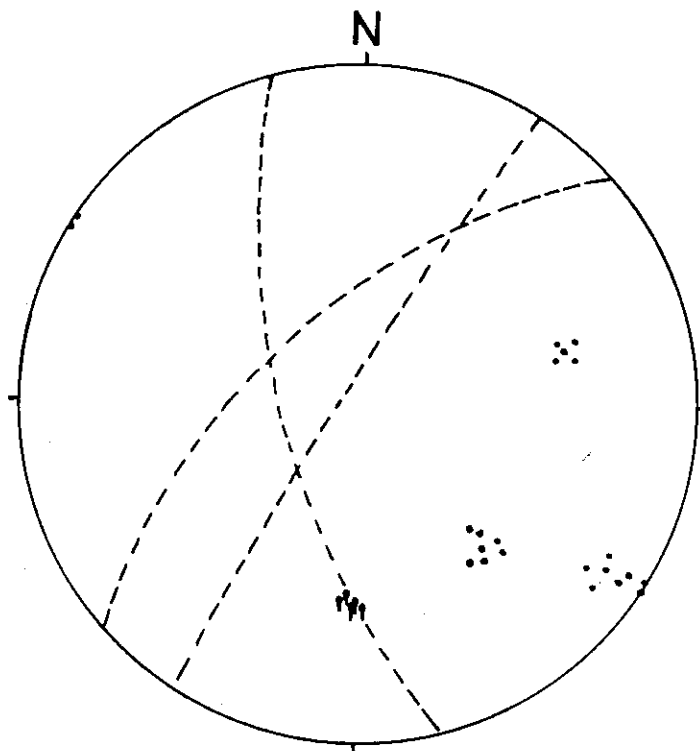


Fig. 49. Stéréogramme des failles à l'ouest de Mil.

b) Les diaclases

Ce sont des discontinuités des roches, souvent dénommées ailleurs des "joints". Aucun déplacement n'est perceptible sur ces accidents, ou du moins il est toujours faible. Les différentes familles que l'on peut définir dans la région de Qom sont rassemblées sur les stéréogrammes (fig. 50 à 57). Ces différents types de dia-

clases sont superposés et se sont constitués suivant plusieurs mécanismes successifs. Souvent en outre ces diaclases sont impliquées dans une déformation rotationnelle inhomogène où chaque famille a un rôle.

Outre la répartition des diaclases dans différentes coupes structurales, il est nécessaire de comparer aussi les variations de leurs directions dans diverses stations. Cela indique des changements locaux de l'état de déformation. La représentation simplifiée choisie, sur stéréogrammes indique la répartition des diaclases par rapport aux structures plissées dont on connaît les caractères géométriques. Nous verrons que de ces diagrammes ressortent aussi des relations angulaires entre les différentes familles, ce qui permet d'approcher la cinématique d'ensemble des structures de la région.

- Les diaclases diagonales

Ce sont des diaclases dites de cisaillement, en deux systèmes conjugués, répartis dans toutes les structures plissées. Elles sont subperpendiculaires aux plans de stratification et font entre elles un dièdre d'ouverture variable (fig. 56a). Le plus souvent les dièdres sont de 60° et 120° , et on admet que la direction de raccourcissement maximal est bissectrice de l'angle aigu (ANDERSON, 1951 ; DE SITTER, 1964 ; RAMSAY, 1967 ...). Mais cette règle souffre des exceptions suivant la position de ces diaclases dans un pli, ou selon la rotation qu'elles ont pu subir ultérieurement.

On a ainsi les diaclases d'intrados et celles d'extrados d'un pli, celles qui sont déplacées par le glissement couches sur couches ou celles qui le sont par un décrochement régional. Ainsi, selon les stations, il y a variation de l'angle entre les deux familles de diaclases diagonales (voir III-C.3.). Par ailleurs, ces diaclases peuvent aussi être le siège d'un léger mouvement dextre ou senestre, selon leur position, éventuellement symétrique, par rapport aux directions locales de déformation.

Sur un stéréogramme méridien ces diaclases diagonales se répartissent sur un petit cercle centré sur la direction axiale du pli auquel elles appartiennent. Si des anomalies existent, celles-ci sont dues à des rotations ultérieures des diaclases et aux variations de pendages que le pli déformé subit.

Dans les intrados (fig. 56b) des plis, cette famille de diaclases ne reste pas perpendiculaire aux plans des couches mais devient en biseau et leurs pôles se rapprochent sur le stéréogramme des axes de pli.

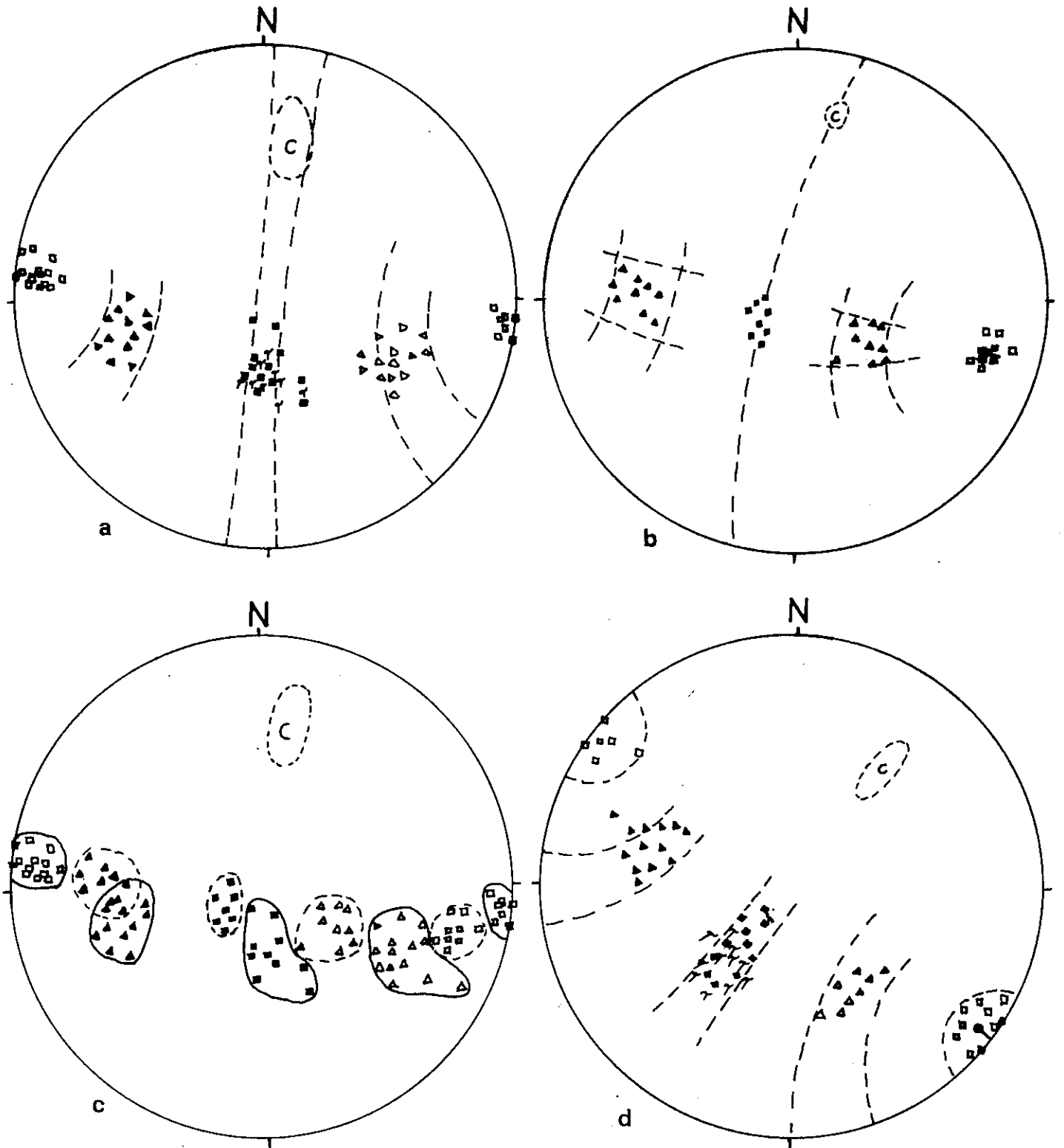


Fig. 50. Stéréogrammes des diaclases dans le chaînon de Do Tchah.
a) répartition des diaclases dans les unités OML3 à OMu3 et à la base de U.R.F. ; b) répartition des diaclases dans les unités OML1 et OML2 ; c) combinaison des diagrammes a et b au SE de Do Tchah (voir p.129), et d) répartition des diaclases dans la coupe structurale de Pir Hassan.

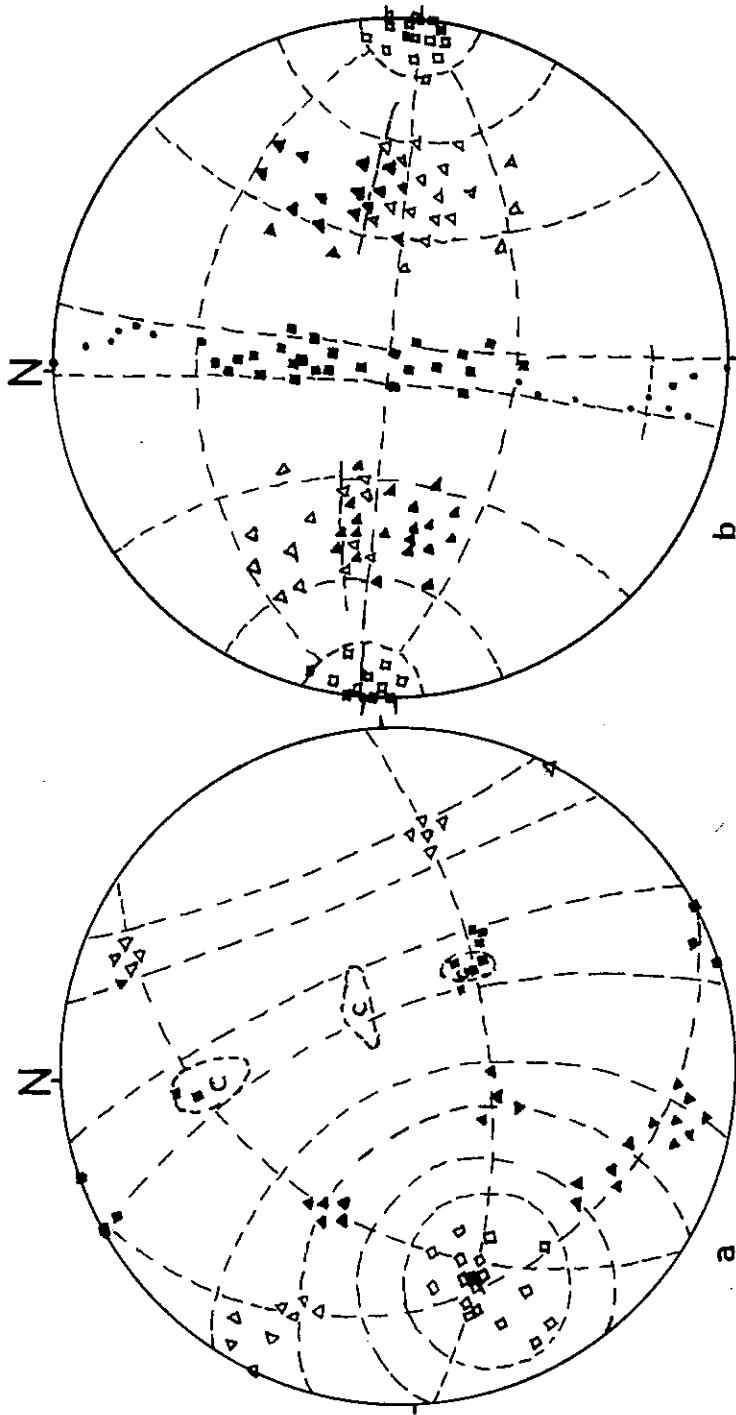


Fig. 51. Stéréogrammes des diaclases dans l'anticlinal de Bouroune.
a) à l'Ouest du Takht-e-Sanambar, b) à l'Est du Kuh-e-Kolongi,
noter l'aire de superposition (en hâchures) des diaclases Dd
et Dg à cause du renversement des couches.

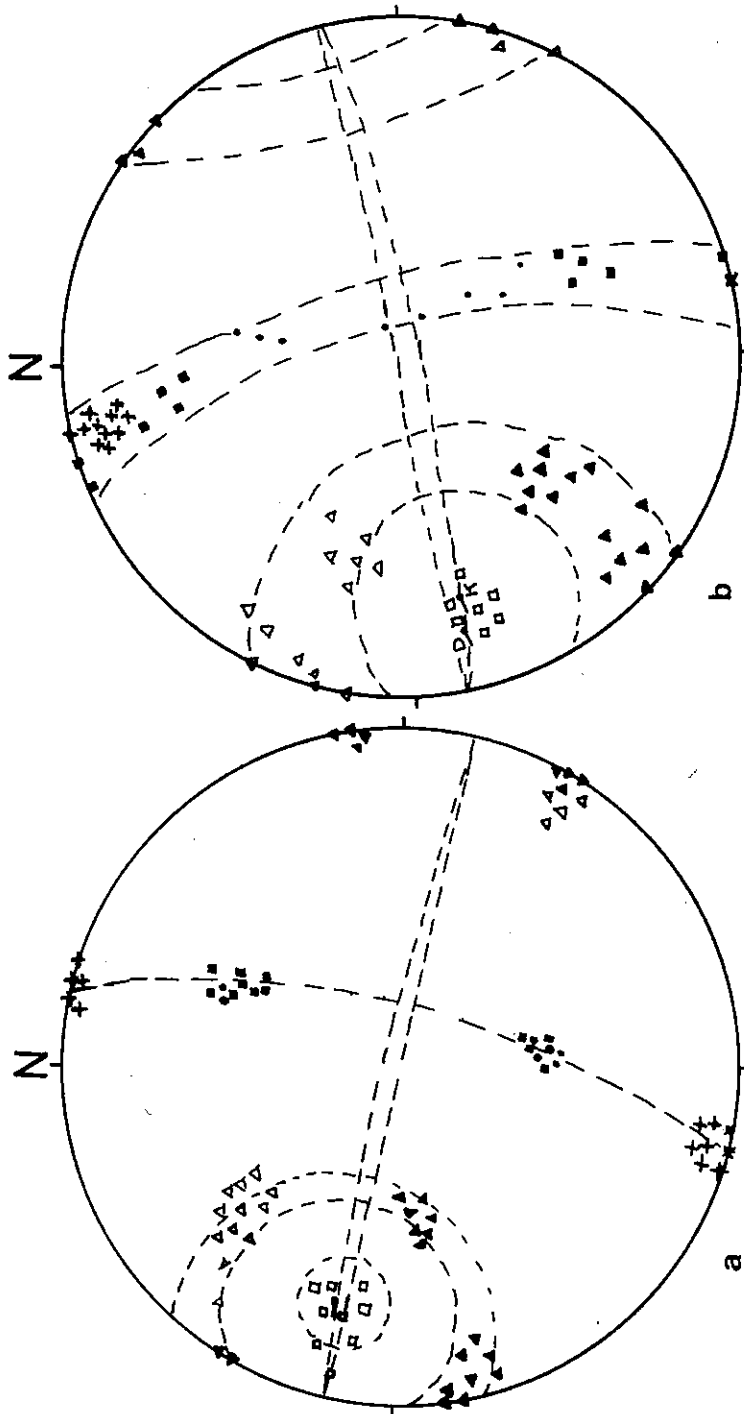


Fig. 52. Stéréogrammes des diaclases et des schistosités dans le synclinal d'Idajik.

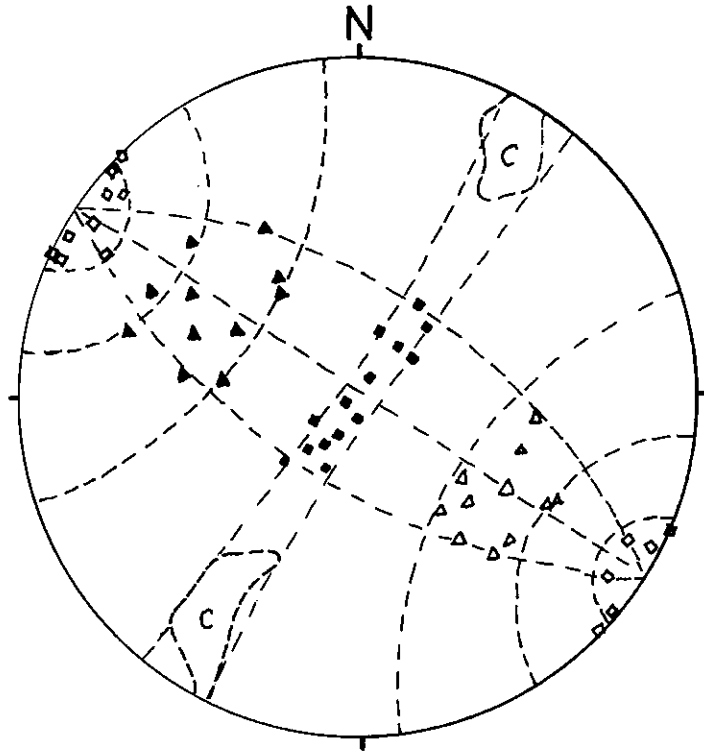


Fig. 53. Stéréogramme des diaclases dans la région de Nardaghi - Khezz (voir fig. 33a).

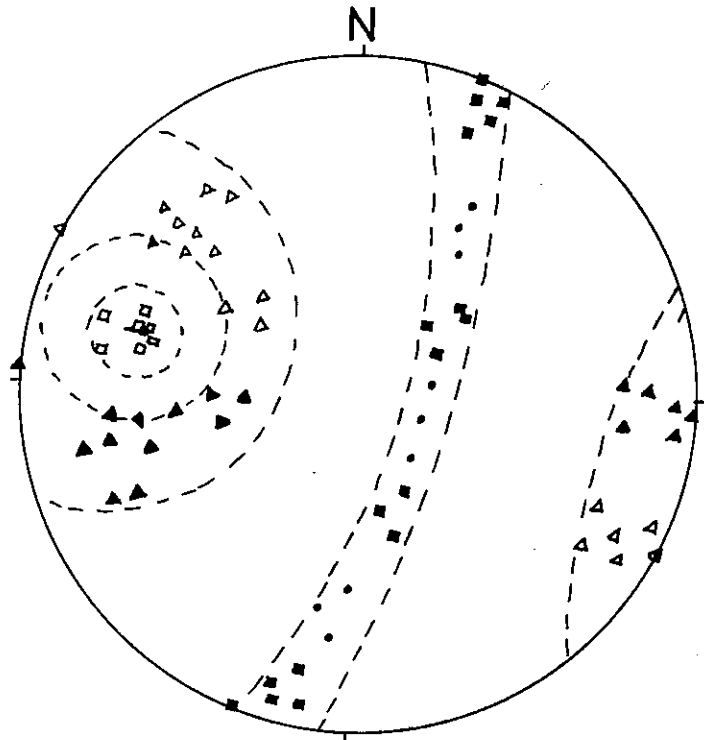


Fig. 54. Répartition des diaclases dans le synclinal de Ghiz Takhti (voir fig. 35b).

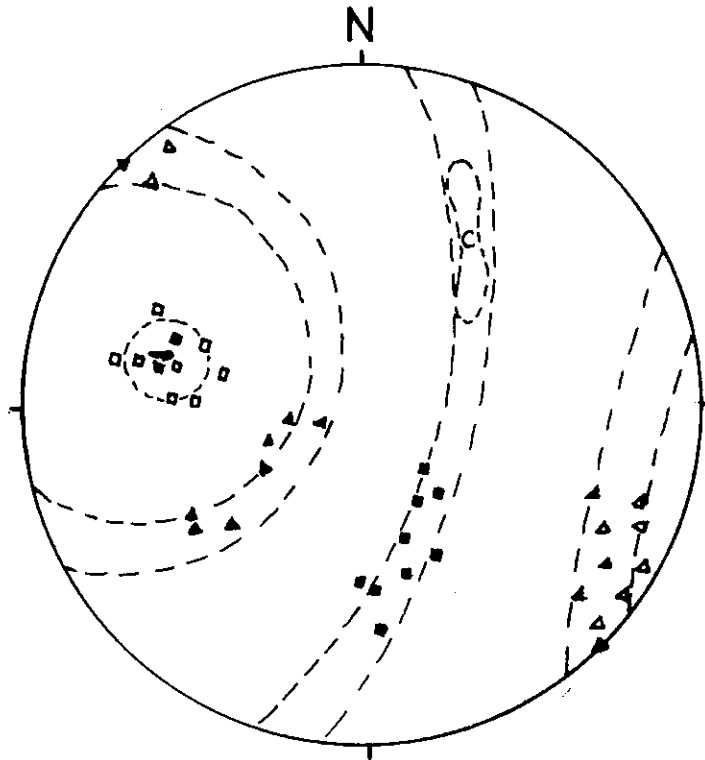
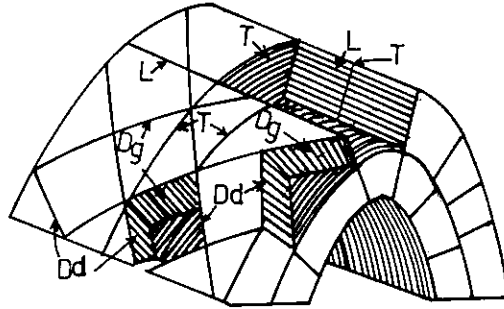


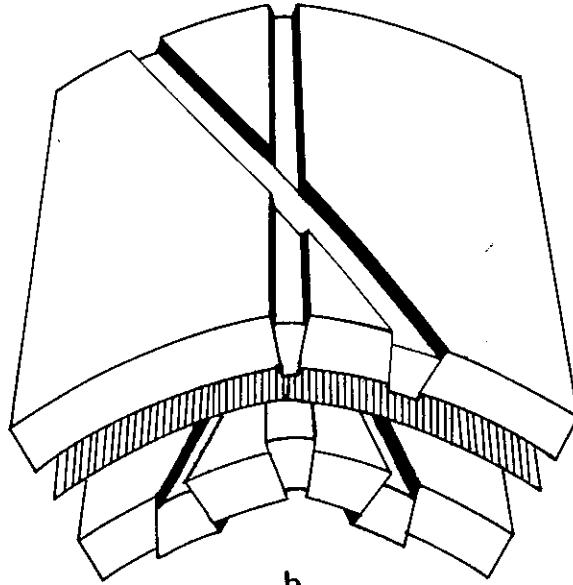
Fig. 55. Répartition des diaclases dans l'anticlinal de Lankroud (voir fig. 38b).

- Les diaclases longitudinales

Elles sont parallèles à l'axe des plis porteurs (fig. 56a) et également sub-perpendiculaires aux plans de stratification. Leurs directions sont donc étroitement calquées sur la direction axiale des plis et varient avec ceux-ci, mais sur stéréogramme local leurs pôles sont distribués dans la guirlande des pôles de plans de cou-



a



b

Fig. 56. Organisation des diaclasses dans un pli.

Dg : diaclasses diagonales "gauches" (senestre) ; Dd : diaclasses diagonales "droites" (dextre) ; L : diaclasses longitudinales, et T : diaclasses transversales ; la figure 56b montre la position des diaclasses dans l'intrados et l'extrados d'un pli.

ches (fig. 50 à 55). Cependant, entre un pôle de strate et un pôle de diaclase correspondant il y a en général 90° de différence et les pôles d'une même station se trouvent donc séparés par cette valeur sur la guirlande.

Lors des glissements couches sur couches (fig. 62) les diaclases longitudinales sont entraînées par des rotations et elles tendent à constituer des dièdres aigues vers l'intrados des plis. Cela entraîne que sur stéréogramme les pôles des diaclases longitudinales ne sont pas concentrés en un point maximum mais se répartissent tout au long de la guirlande des pôles de strates.

Comme précédemment, les diaclases longitudinales peuvent être le siège de mouvements : selon leur position près de l'intrados ou de l'extrados des plis porteurs (fig. 56 b), elles auront respectivement un jeu de failles inverses ou normales. Dans certains cas (faille de Bouroune), elles peuvent aller jusqu'à avoir un rôle de faille chevauchante dans le serrage du pli (voir ci-dessus).

- Les diaclases transversales

Elles sont orthogonales à l'axe des plis (fig. 56a), aussi sur stéréogrammes leurs pôles sont-ils concentrés autour de l'axe. Comme précédemment leurs directions suivent donc les variations des axes de plis et elles sont soumises aux mêmes rotations, liées aux décrochements sur les failles majeures (III-C.3.). Dans ce dernier cas elles peuvent ne plus rester perpendiculaires aux axes de plis et devenir courbes selon le sens de la rotation.

- Les diaclases associées aux décrochements

Dans la région de Do Baradar, Nardaghi, Oghoune et Idajik existe une zone de 2 à 3 km de large de direction NW-SE comportant des diaclases particulières. Cette zone correspond à une zone de failles décrochantes (voir II-C et II-D). Les diaclases qui s'y rencontrent ne sont pas des familles définies plus haut. Sur stéréogramme (fig. 57) elles se répartissent en deux petits cercles centrés sur la direction N36-60SW. Rappelons que ces structures appartiennent à une zone de décrochement dextre de direction N126°.

Il semble que les failles majeures de cette zone de décrochement originellement subverticales, se couchent progressivement vers le NE (fig. 58). La répartition des diaclases traduirait alors celle des lentilles de cisaillement (et la forme de celles-ci en rouleaux coniques à axe oblique) dans l'évolution de cette zone (voir III-C.3.).

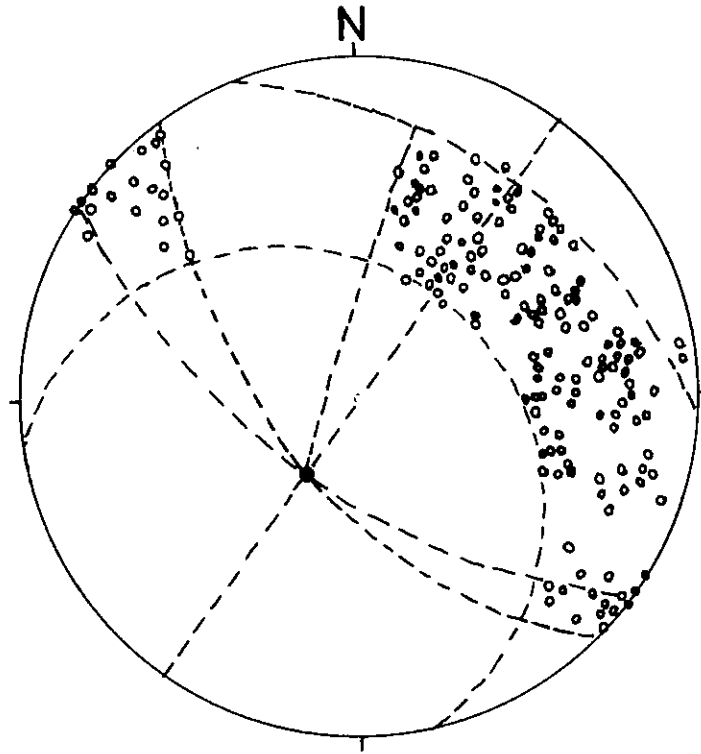


Fig. 57. Répartition des diaclases associées à une zone de décrochement dextre de direction N 126.

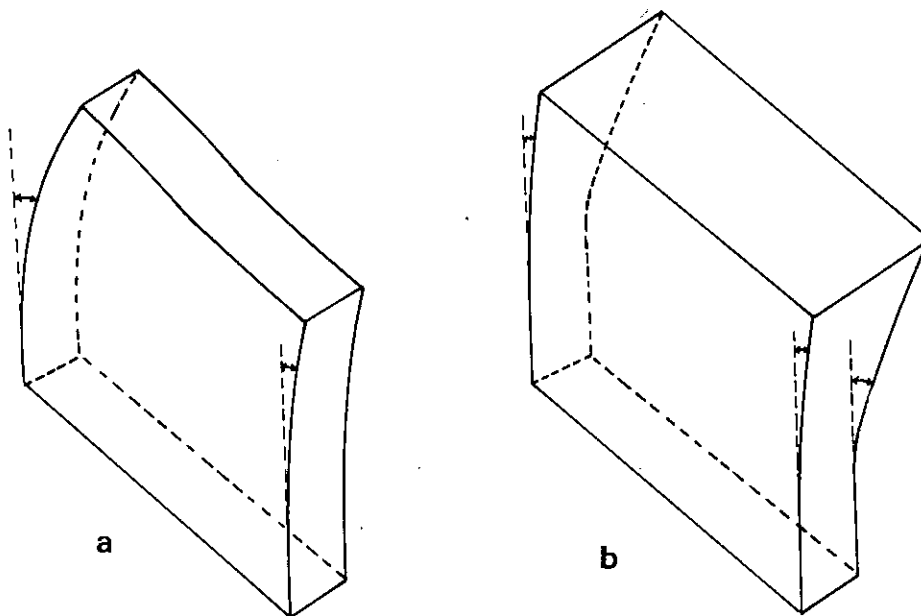


Fig. 58. Schémas montrant la géométrie possible de la zone de décrochement se couchant vers le NE.
a) *distorsion de la zone* ; b) *limitation de la zone par deux failles de différents pendages.*

c) Les joints stylolitiques et la schistosité

De tels plans à stylolites, soit parallèles à la stratification, soit d'origine tectonique, existent dans toute la région.

Ils n'ont jamais été étudiés de façon systématique. Les quelques sondages effectués montrent que classiquement les pics stylolitiques sont cohérents avec le réseau de diaclases diagonales et les axes de plis : ils sont parallèles à la direction de raccourcissement maximal que l'on peut définir grâce aux marqueurs précités (fig. 50).

Il n'y a pas de réel clivage schisteux dans la région, cependant dans quelques structures plissées très resserrées se rencontrent des fractures faiblement espacées (2-3 centimètres) parallèles aux plans axiaux locaux et qui de ce fait pourrait représenter une schistosité peu pénétrative (fig. 52).

III - C.2.3. Les écailles

Cette dénomination désigne les lambeaux et restes plus ou moins disposés des flancs de plis déversés : celui de Mil-Do Tchah et celui de Khezzr (cf. III-C.2.1. et Pl. II).

Les écailles du pli anticlinal de Do Tchah représentent des résidus du flanc normal, celles de la région de Khezzr sont ceux du flanc inverse. On remarquera que ces flancs de plis se situent le long de failles. Il semble que les déplacements rotationnels sur cette faille, et la torsion même du plan de failles, conditionnent la création et la position des écailles.

Pour les écailles de Khezzr, seule la plus grande taille des lambeaux découpés permet la reconnaissance des unités lithologiques affectées et leur polarité. Cela permet de définir le flanc inverse résiduel du pli (fig. 16 et 36). Cette situation est due aux mouvements le long de la faille subverticale de Khezzr qui entraînent la création de failles secondaires inverses en gerbe (fig. 59). On observera que ces accidents secondaires sont toujours mieux développés dans le compartiment nord délimité par la faille principale, ce qui est significatif du fonctionnement de celle-ci.

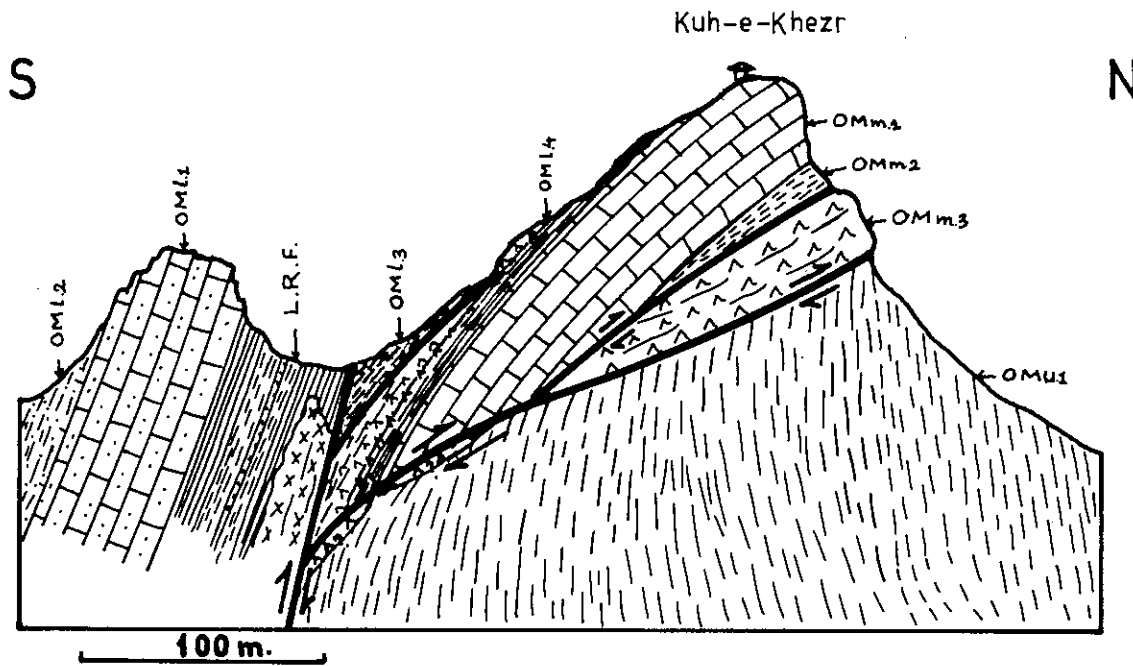


Fig. 59. Coupe schématique du Kuh-e-Khezzr.
Un exemple d'écaillés tectoniques le long de la faille de Khezzr (NW de Kuh-e-Do Bardar). Les écaillés sont les restes du flanc renversé de l'anticlinal de Khezzr. Les failles chevauchantes de deuxième ordre associées à la faille inverse principale de Khezzr peuvent être comparées avec des failles en gerbe.

III - C.2.4. Conclusions à l'étude structurale géométrique

Il s'agit de résumer ici les points fondamentaux acquis lors de l'étude de la géométrie des structures de la région.

1 - Fractures majeures et axes de plis du secteur sont homothétiques des directions structurales majeures à l'échelle régionale) de la cicatrice éruptive toute entière.

2 - Les directions majeures des failles sont (fig. 65 et 66) :

N 125°E ; N 105°E ; N 160°E ; N 90°E.

3 - A part les failles E-W qui ont seulement un rejet vertical, toutes les autres possèdent une composante horizontale importante dans les déplacements qu'elles guident.

4 - Les fractures, quel qu'en soit le type, sont surtout concentrées dans les affleurements de la Formation de Qom. Cela confirme que les caractères lithologiques de cette formation conditionnent le développement de tel ou tel type de structures et la répartition non homogène des images de déformation. Ainsi : l'inhomogénéité de la déformation est accentuée par l'alternance des couches compétentes-incompétentes de la formation de Qom ; les couches d'évaporites jouent un rôle de lubrifiant sur certaines failles dont le jeu est facilité.

5 - Les directions axiales des plis sont de deux familles qui sont réparties de part et d'autre de la rivière de Qom : au NW de celle-ci les axes sont E-W ; ils deviennent N130°E au SE de la rivière.

6 - La courbure des tracés de failles et des directions axiales de plis, représente très probablement l'effet d'un raccourcissement tardif de direction approximatif E-W.

7 - Il existe deux grands groupes de familles de diaclases : celui des diaclases liées au plissement et celui de celles qui se rapportent aux décrochements régionaux sur les failles majeures. Toutes les structures peuvent d'ailleurs être rapportées à l'un ou l'autre de ces deux grands événements qui gouvernent l'architecture de la région avec, dans l'ordre, le plissement puis le décrochement. Cela n'exclut pas une éventuelle relation génétique entre ces deux temps de déformation.

8 - La géométrie finale des plis correspond à des taux d'aplatissement variables d'un endroit à l'autre des structures. Cette contraction différentielle entraîne de nombreuses formes de plis coniques qui ne sont pas nécessairement apparus dans une étape unique de déformation. Au contraire, il est probable que cet aspect est également dû à la succession plissement-décrochement. L'aplatissement plus grand des structures, et spécialement des plis, dans la région au S de Qom (où les plans de stratification tendent tous à être verticalisés) paraît être une illustration exemplaire de cette relation (voir analyse cinématique).

III - C.3. Analyse cinématique des structures

III - C.3.1. Traces de mouvements

On a vu ci-dessus que les différentes failles pouvaient porter la trace, visible soit sur l'affleurement (stries, décalage d'un repère, etc...), soit après car-

tographie détaillée, de déplacements des compartiments qu'elles limitent. Ces déplacements peuvent également être appréciés à l'échelle d'un bloc découpé par un réseau de fractures, d'une façon plus indirecte en comparant pour un volume donné la répartition spatiale des différents marqueurs et leur évolution éventuelle en direction des limites du bloc.

Quoiqu'il en soit, ces méthodes permettent de définir des directions et des sens de mouvements que nous tenterons d'intégrer dans une suite de déformations.

a) Traces de mouvements rotationnels

Il y a : les rotations autour des axes de plis, celles qui sont centrées sur l'axe d'un décrochement et enfin celles dont l'axe est perpendiculaire à un plan de couche ou de faille.

- Rotations autour d'un axe de pli :

Comme dans la région de Qom les plis sont de type concentrique. Ce type de rotation est bien illustré par les répartitions de pôles de plans de stratification sur des grands ou petits cercles des stéréogrammes. Ce genre de répartition est naturellement répété pour les diaclases précoces qui sont "enroulées" par le plissement (fig. 50 à 55), il est évident que cet enroulement se contrôle en vérifiant qu'il est centré sur l'axe des plis correspondants. Dans quelques cas une complication surgit, lorsque le pli a un flanc renversé (ou pour tout autre cas où les plans de couches sont mis en polarité inverse : plis en champignon). On a alors une répartition des diaclases diagonales gauches et droites qui n'est pas simple mais reste toujours cohérente en prenant le repère du renversement de la couche porteuse (fig. 51b).

Dans quelques cas la déformation finie est le produit de superpositions variées (autres rotations supplémentaires, aplatissement, décrochement, etc...). Pour retrouver la rotation liée au seul plissement il faut alors retrouver, et soustraire, les effets des autres événements.

- Rotations dues aux décrochements :

Elles sont surtout évidentes à l'échelle cartographique. Elles sont indiquées par les virgations d'axes de plis ou la courbure du tracé des failles. Mais ces rotations peuvent également être définies par une translation globale des familles de

diaclasses liées aux plissements. Par ailleurs, la naissance de diaclases spécifiques aux zones de décrochement est une bonne indication d'un tel transport (fig. 57). En ce cas, comme ces diaclases se superposent aux marqueurs du plissement, il faut en déduire que la phase décrochante a suivi une phase précoce où seul le plissement était actif (cf. III-C.4.).

- Rotations selon des axes perpendiculaires aux plans de référence (couches ou failles) :

Ce mécanisme est surtout sensible en raison de l'alternance de niveaux successifs compétents et incompétents qui est particulièrement net dans la Formation de Qom où se concentrent les discontinuités qui permettent de repérer les déformations et déplacements.

En ce cas, au cours du plissement, le changement de compétence des bancs impliqués, entraîne des rotations couches sur couches autour d'un axe pratiquement perpendiculaire aux plans de stratification. Le meilleur exemple en est donné figure 50, pour des éléments situés au Sud de Do Tchah. Là existe une rotation relative dextre des unités supérieures de la Formation de Qom par rapport à l'unité basale. Cela correspond aussi à une certaine dissociation entre ces unités, soumises à un déplacement différentiel dans le plan des couches.

Sur un plan de faille donné une explication semblable peut aussi être présentée lorsque la valeur des rejets, ou leur direction, change lorsqu'on se déplace le long de la faille (mouvements rotationnels impliqués par les déplacements différentiels sur la zone faillée de Bouroune par exemple) (voir figure 60). Il est clair que ce type de rotation se développe au cours du plissement, comme cela se voit bien dans le cas des mouvements sur les failles transversales (failles de Do Tchah, par exemple : fig. 47).

b) Déplacements de blocs

Les différentes fractures et failles découpent des blocs. Ceux-ci sont soumis à des déplacements globaux qui sont déterminés par les recouvrements sur chacune des failles limites. Ces mouvements sur les failles sont lus par les stries (voir fig. 42 à 46) ou, si les affleurements sont insuffisants, par le décalage de repères (unités lithologiques répétées ou supprimées, crochonnement, etc...). Les déplacements couches sur couches participent à ces déplacements qui se développent surtout au cours du plissement. La valeur des rejets varie alors de place en place sur les différentes

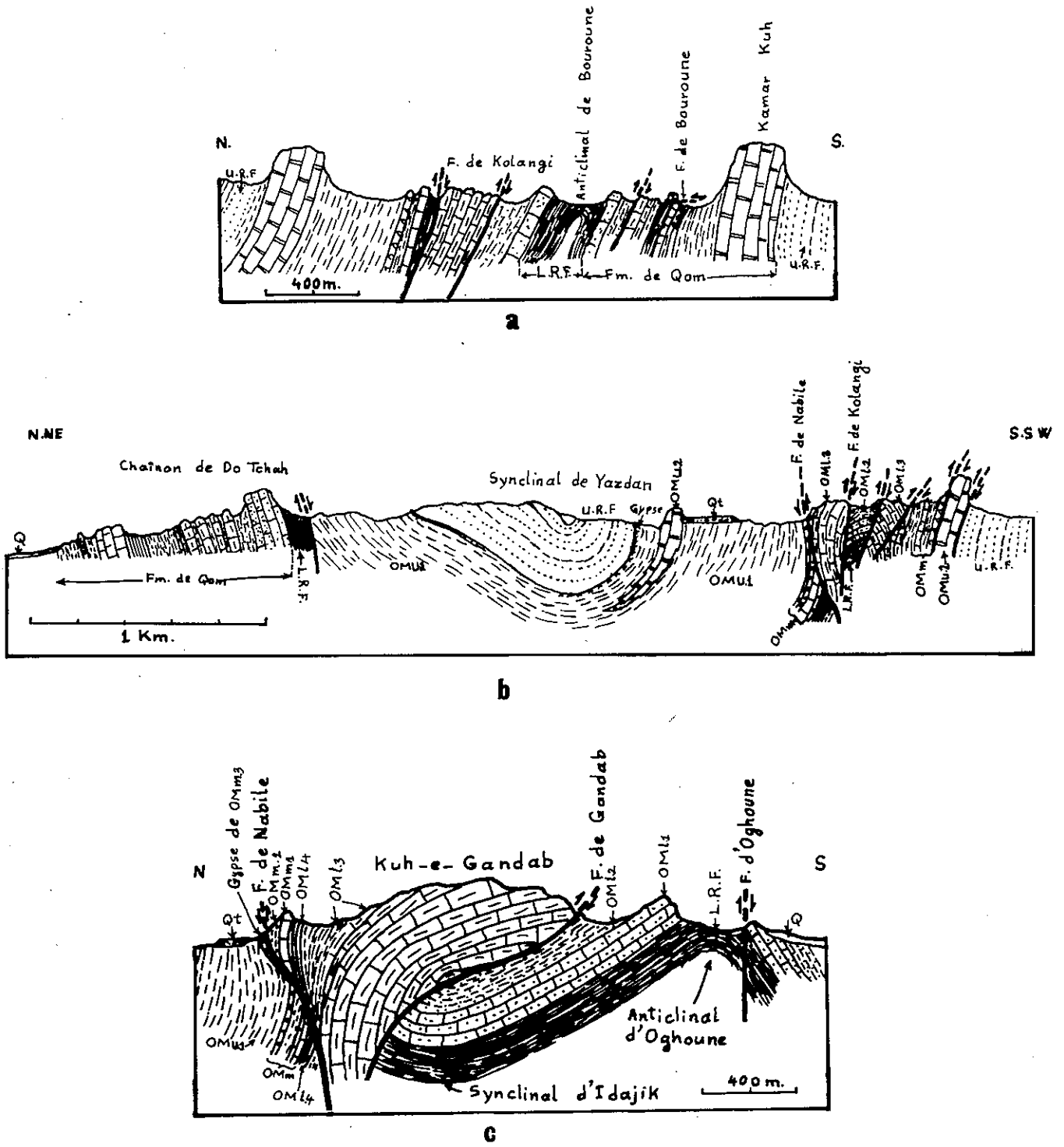


Fig. 60. Coupes structurales schématiques montrant la zone faillée de Bouroune. Notez l'évolution des mouvements couches sur couches (a) dans la partie W de l'anticlinal de Bouroune aux failles inverses ou chevauchantes en allant vers l'Est (b et c).

discontinuités et celles-ci peuvent progressivement s'amortir et disparaître. Un bon exemple est donné par les failles de Mil-Do Tchah, Kalangi, Nabile et Gandab qui s'amortissent toutes à l'Ouest.

c) Torsions

Les surfaces axiales sont très souvent gauches : les plans axiaux de l'anticlinal de Bouroune, du synclinal d'Idajik ou du synclinal de Ghiz Takhti, par exemple, ont des pendages variables selon que l'on s'adresse aux extrémités périclinales ou à la partie médiane des plis. Cette déformation par torsion est donc aisée à voir d'autant plus qu'elle intéresse des structures souvent très grandes. On a pu la mettre en évidence aussi dans les champs pétroliers de la région (champs de l'Alborz et de Sarajeh) où elle a une importance pratique évidente pour la recherche des gites (voir ABAIE et al., 1963).

III - C.3.2. Chronologie des évènements

a) Les phases de déformations majeures

Comme nous nous intéressons à des matériaux dont l'âge va de l'Oligocène supérieur au Quaternaire, on ne pourra mettre ici en évidence que des déformations alpines récentes. D'après les études stratigraphiques (voir III-B), on peut déduire qu'il existe dans la région les traces de deux phases orogéniques importantes précédées par des phases épigéniques dont deux sont assez distinctes (Pl. II).

Les phases orogéniques sont attestées par la présence de deux discordances angulaires à la base et au sommet des conglomérats du Néogène terminal. Elles sont réputées être les équivalents de la phase Attique (= rhodanienne) et de la phase Wallache (= pasadénienne).

La première phase entraîne la discordance observée à 4 km à l'Est de Mil et au Kuh-e-Nardaghi. Mais dans la première localité, en allant vers l'Ouest, les marnes rouges de la URF passent progressivement au conglomérat du Néogène terminal. Cela indique que les mouvements rhodaniens n'ont pas affecté tous les dépôts de la région.

La phase Wallache est bien développée dans l'ensemble du territoire étudié et elle est marquée par une discordance angulaire nette. C'est la dernière phase orogénique importante depuis la phase laramienne et c'est à elle qu'il faut attribuer

l'essentiel de la structuration de la région.

Les limites entre faciès tout à fait différents (entre Formation de Qom et matériaux de la URF et de la LRF) bien que progressives, doivent correspondre à des mouvements épirogéniques non négligeables. Ceux-ci semblent avoir été des mouvements verticaux des différents blocs découpés par les failles et dont les déplacements ont contrôlé la profondeur, et les conditions, des milieux de sédimentation. Ces phases se situent donc avant et après le dépôt de la formation de Qom. Nous les nommerons phase Pré-Qom et phase Post-Qom. Elles sont d'âge Oligocène moyen-supérieur d'une part, et Miocène inférieur-moyen d'autre part.

La phase Pré-Qom, oligocène moyen-supérieur, est peut-être une phase d'extension, responsable du volcanisme acide ou intermédiaire de la région (voir III-B.2. et III-B.7.) et de l'ouverture du bassin de sédimentation marine peu profond de Qom.

La phase Post-Qom, miocène inférieur-moyen, provoque un soulèvement général du bassin et sa mise en conditions continentales.

Dans la Formation de Qom, les limites des trois parties lithostratigraphiques peuvent correspondre à des épisodes de déformation mineurs, qui déterminent trois cycles sédimentaires successifs (voir III-B.3.5.).

b) Chronologie relative des déformations

Il s'agit de détailler ici l'apparition des différentes structures élémentaires au cours du plissement et de la fracturation qui ont imposé l'essentiel du dispositif tectonique de la région.

Parmi les différentes structures de la région, l'une des plus spectaculaires est le pli parasite singulier de Do Baradar (voir III-C.2.1. et fig. 36). Il s'agit d'une structure qui peut servir de repère pour caler les différents événements qui affectent les formations plissées et failleées étudiées ici.

Le pli de Do Baradar est dit parasite car il est local et perturbe des structures régionales par ailleurs plus réglées. Nous avons déjà vu (voir page 100) son début de développement synsédimentaire. Mais ici nous allons examiner son évolution et sa genèse.

Afin de créer dans le bassin de sédimentation un relief relatif favorable

aux conditions de développement d'un récif, on doit envisager un diapirisme actif durant le dépôt des marnes gréseuses. De fait, il y a d'importants dépôts évaporitiques à la base de la LRF (cf. III-B.2) qui ailleurs ont entraîné la création d'un dôme de sel important (le Kuh-e-Namak à 6 km au N de Do Tchah (VATAN, 1964 ; GANSSER, 1955), d'environ 3 km de diamètre et d'une hauteur de 200 mètres). Pour se constituer, il a dû percer environ 4 000 mètres de dépôts variés. Il est vraisemblable de penser qu'un phénomène analogue pouvait déjà se produire au cours de la sédimentation dans le bassin de Qom, alors que quelques centaines de mètres seulement de dépôts incompetents surmontaient la LRF.

Cette création d'un haut fond local a favorisé, en cet endroit seulement, le développement de faciès récifaux qui par la suite se sont intégrés dans la pile de sédiments qui de part et d'autre de la zone du récif avaient des compositions et des compétences différentes. Lorsque les conditions de sédimentation marines cessent, et avant le dépôt des conglomérats du Néogène les mouvements positifs de ce paléorelief reprennent comme en témoigne la discordance de Nardaghi.

Il est clair que le pli de Do Baradar s'intègre bien dans les plissements régionaux puisque ses directions axiales sont parallèles à celles des autres structures (environ N130 ; voir fig. 37). C'est en ce sens que le détail de l'évolution de cette structure particulière peut servir de repère et jalonner les différentes étapes des déformations régionales que l'on peut situer comme suit (voir carte structurale) :

- Etape précoce : déformation synsédimentaire et développement des premières fracturations dans les milieux compétents : diaclases diagonales et transversales (qui ultérieurement seront "enroulées" par les plis).
- Exagération des premières structures puis plissement qui en évoluant entraîne des déversements, des glissements couches sur couches, la création de failles longitudinales (anticlinal de Bouroune, fig. 40, 41 et 60) et des déplacements sur les diaclases transversales (les failles transversales de Do Tchah viennent se bloquer sur la faille de Mil-Do Tchah, ce qui indique leur antériorité par rapport à la faille majeure (Pl. II)).
- Rotations liées aux décrochements : les structures de la région de Nabile sont tordues et viennent se mettre dans l'alignement de la vallée de Bouroune et le prolongement de la faille d'Idajik : c'est la flexure de Nabile. L'évolution vers le S de cette flexure donne une faille de déchirement : c'est la faille d'Idajik. A l'Est, la faille parallèle de Shadgholi a peut-être la même valeur.

- Réactivation des failles de type Mil-Do Tchah et Yazdan qui recourent et tordent les plis, pendant que, successivement interviennent les mouvements sur la faille de Ghiz Takhti, puis sur la faille de Lankroud (entraînant la virgation du flanc du Kuh-e-Sefid). Les failles de Shadghali et de Khezr ont dû être actives dès le début de cette évolution, mais elles ont sûrement été réactivées tardivement par rapport aux autres failles majeures car celles-ci viennent s'arrêter sur l'escarpement de Qom.

Signalons enfin que cette évolution n'est sans doute pas achevée puisqu'un séisme destructif, antérieur à 1900, a été signalé à Qom (Ambraseys, 1947), et qui pourrait être dû à une activité de l'escarpement tectonique de Qom.

III - C.3.3. Distribution régionale des axes cinématiques

Dans les structures telles qu'elles sont disposées actuellement il est possible de dessiner les trajets actuels des axes cinématiques déduits des différents éléments en présence.

La figure 61 indique schématiquement les trajectoires régionales de la direction Z (direction d'aplatissement fini maximal) et de la direction Y (axe de déformation intermédiaire soit en contraction, soit en allongement). Il n'est pas possible dans une telle représentation de tenir compte des plongements éventuels de ces axes.

Le dispositif ainsi matérialisé par rapport aux structures majeures, et particulièrement aux failles, permet de bien rendre compte des différents mouvements de torsion et de décrochements. Il matérialise en particulier les virgations axiales liées aux décrochements. Elles sont ici tout à fait homologues de celles qui ont été décrites en plus grandes dimensions pour la cicatrice éruptive de Tabriz - Bazman prise dans son ensemble (Pl. I).

Si les virgations, à convexité tournée vers le N, de la région située à l'Ouest de Qom, sont dues à un aplatissement transversal, Y est dans ce secteur un axe de contraction relative. Par contre, au Sud de Qom, Y est d'allongement.

Si l'on prend en compte les valeurs relatives de l'aplatissement selon Z, il faut souligner (ce qui ne peut apparaître sur ce schéma) que lorsque Z a une direction moyenne N-S (Ouest de Qom) sa valeur est moindre que lorsqu'il a une direction moyenne N35-40 (S de Qom). Cela est matérialisé par des plis plus ouverts à l'Ouest (terminaisons périclinales de Mil-Do Tchah ou de Bouroune) et des plis très serrés et même isoclinaux au SE (Nardaghi, Do Baradar, Kuh-e-Sefid) (voir figure 74).

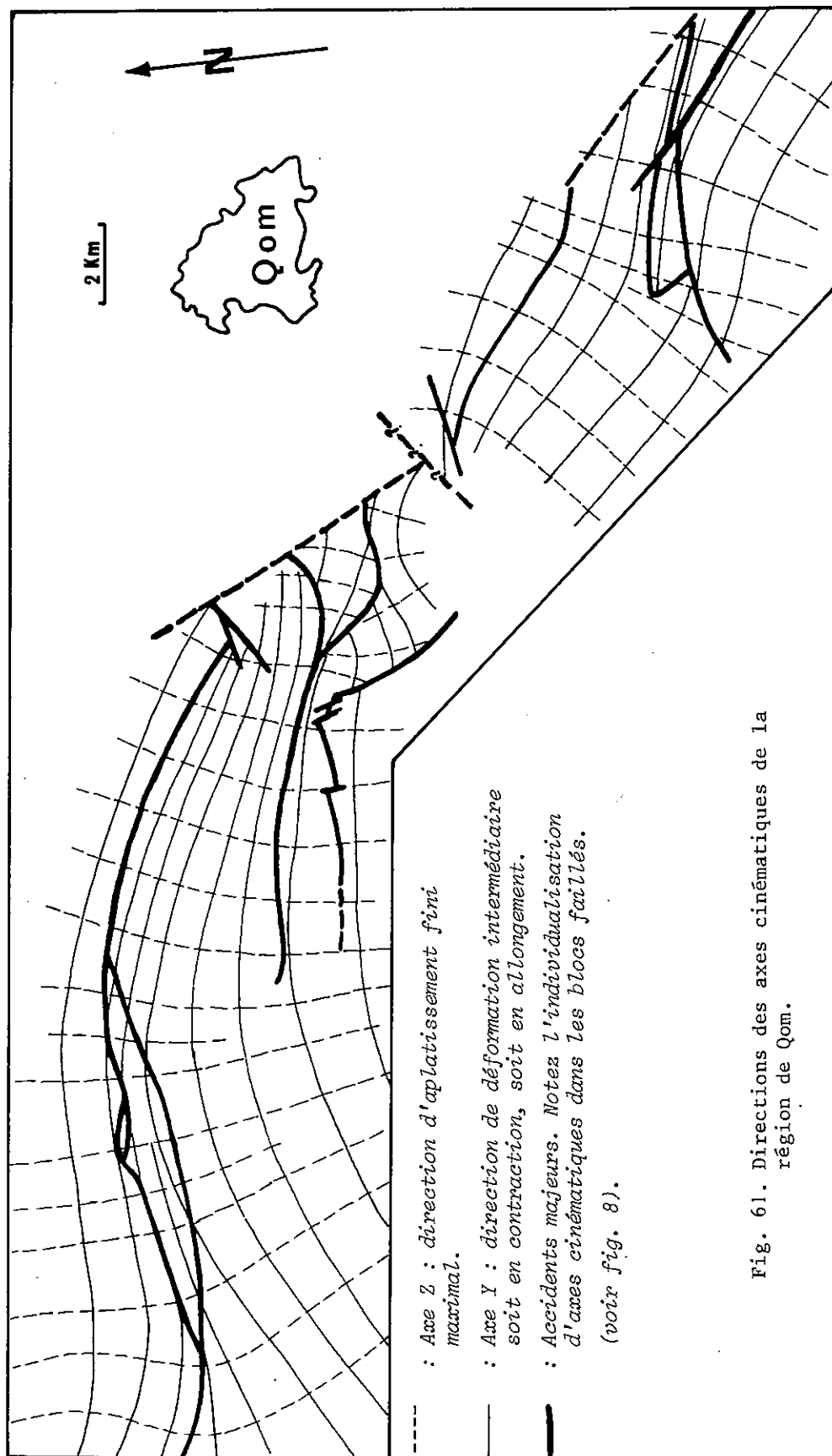


Fig. 61. Directions des axes cinématiques de la région de Qom.

III - C.4. Modèle cinématique interprétatif

Il est important tout d'abord de comprendre l'apparition des marqueurs initiaux comme la fracturation avant d'examiner leur devenir dans le modèle général de déformation. Nous envisagerons successivement la fracturation associée au plissement (c'est-à-dire qui se crée avant les plis et évolue au cours de la formation de ceux-ci), puis la fracturation qui est postérieure au plissement et qui est liée aux décrochements.

III - C.4.1. La fracturation liée au plissement

Les fractures qui apparaissent avant les plis et qui évoluent avec eux (cf. fig. 56) sont sous la dépendance d'une réorganisation des directions de contraintes en divers points considérés au cours du temps. Dans les déplacements couches sur couches, les phénomènes de raccourcissement ou d'allongement locaux dans les zones d'intrados ou d'extrados des plis par exemple, ou encore dans les rotations des zones de cisaillement, différentes directions de contraintes locales peuvent apparaître.

Le réseau de diaclases diagonales apparaît en un dièdre ($120-60^\circ$) où la contrainte maximale est bissectrice de l'angle aigu. Ultérieurement, les directions de contraction ou d'allongement peuvent changer par rapport à cette organisation initiale. C'est le cas à la charnière des plis et dans ce domaine les valeurs angulaires du dièdre initial changent et les diaclases diagonales qui primitivement, sur un stéréogramme, avaient leurs pôles en une position intermédiaire entre la guirlande des pôles de couches et l'axe du pli, tendent à se rapprocher de celui-ci.

De même, dans le glissement couches sur couches, les diaclases longitudinales, initialement orthogonales aux strates, tendent à leur devenir oblique (fig. 62 et 56b). En fonction du cisaillement aux limites de couches l'angle ne reste plus égal à 90° , et sur stéréogramme la guirlande des pôles de diaclases longitudinales, au départ confondue avec celle des pôles de strates, tend à constituer des points de concentration, selon leurs positions dans le pli.

Ce type d'évolution peut également affecter les diaclases diagonales qui deviennent également obliques sur les plans de couches (fig. 56b). Il en résulte sur le stéréogramme (fig. 50 à 55) une perte de symétrie des groupes de pôles de diaclases diagonales gauches ou droites, par rapport à la guirlande des pôles de strates.

Malgré ces variations, ces différents groupes de diaclases permettent de

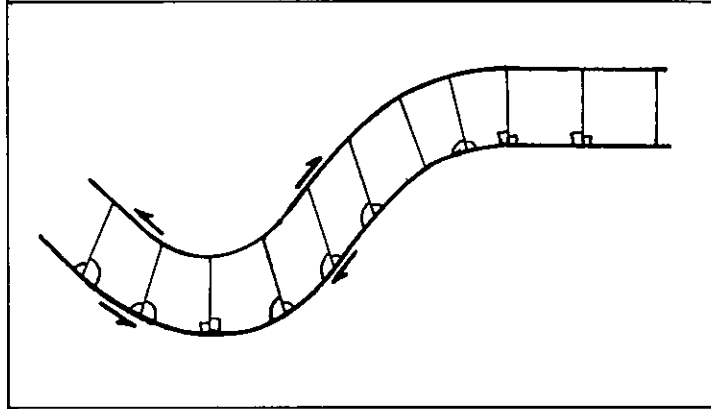


Fig. 62. Variations des relations angulaires entre les diaclases longitudinales et les plans de stratifications, par l'effet des glissements couche sur couche.

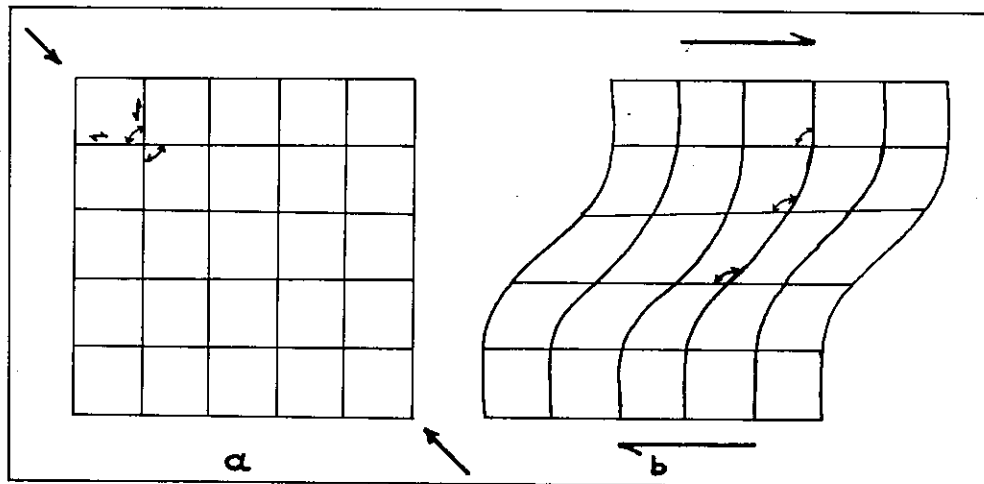


Fig. 63. Effet de la rotation au cours du cisaillement sur la relation angulaire entre les diaclases D_d et D_g .
a) avant déformation ; b) état déformé.

Nota : pour simplifier, on a montré les diaclases diagonales à 90° (en fait l'angle est généralement de $60-120$).

bien situer au moment de leur formation et avant les rotations dues au plissement, les directions cinématiques principales.

III - C.4.2. La fracturation postérieure au plissement et qui est liée aux décrochements

Il est évident que plis et diaclases liés peuvent s'être formés au cours de mouvements décrochants. Cependant il est clair que certaines diaclases sont postérieures au plissement. Ce sont ces réseaux tardifs, sans doute apparus après la contraction principale de la zone, dont il est question ici.

Dans une zone de décrochement (fig. 6) apparaissent des fractures conjuguées, dites de Ridel, R et R', dont l'angle admet la direction de raccourcissement maximal de la zone comme bissectrice. Ces fractures s'organisent en échelon dans toute la zone. Les mouvements sur R et R' sont antagonistes : R est synthétique du déplacement de décrochement général, R' est antithétique. Si les fractures R sont les plus fréquentes dans une zone de décrochement, cela signifie que la déformation tangentielle est importante et leur grand développement favorise le déplacement sur le décrochement général. Si au contraire ce sont les fractures R' qui sont nombreuses il y a au contraire un effet de blocage par rotation induite.

Dans une zone de décrochement apparaît aussi une autre fracture élémentaire, symétrique de R et de même sens de déplacement : la fracture de type P. Elle prend en général naissance dans des conditions de déformation plus intense que pour les fractures R et R' (TCHALENKO et al., 1970 ; SKEMPTON, 1965).

Au stade précoce de la déformation apparaissent aussi des fractures d'extension T, bissectrice des fractures conjuguées R et R'. Toutes ces fractures de second ordre sont évidemment complétées par des failles de même direction et de même sens de déplacement que le décrochement général. Nous les désignerons sous la lettre D. (voir J.P. ROBERT, 1976 ; VIALON et al., 1976 ...).

Dans l'évolution de la zone de décrochement, pour un déplacement suffisant les fractures de second ordre, toujours en échelon dans la zone, prennent un aspect sigmoïde caractéristique. Comme elles engagent elles aussi des cisaillements analogues au décrochement de premier ordre, elles peuvent se subdiviser en plus petites fractures élémentaires de troisième, quatrième ordres, etc... Sur la figure 64, on indique les réseaux jusqu'au troisième ordre.

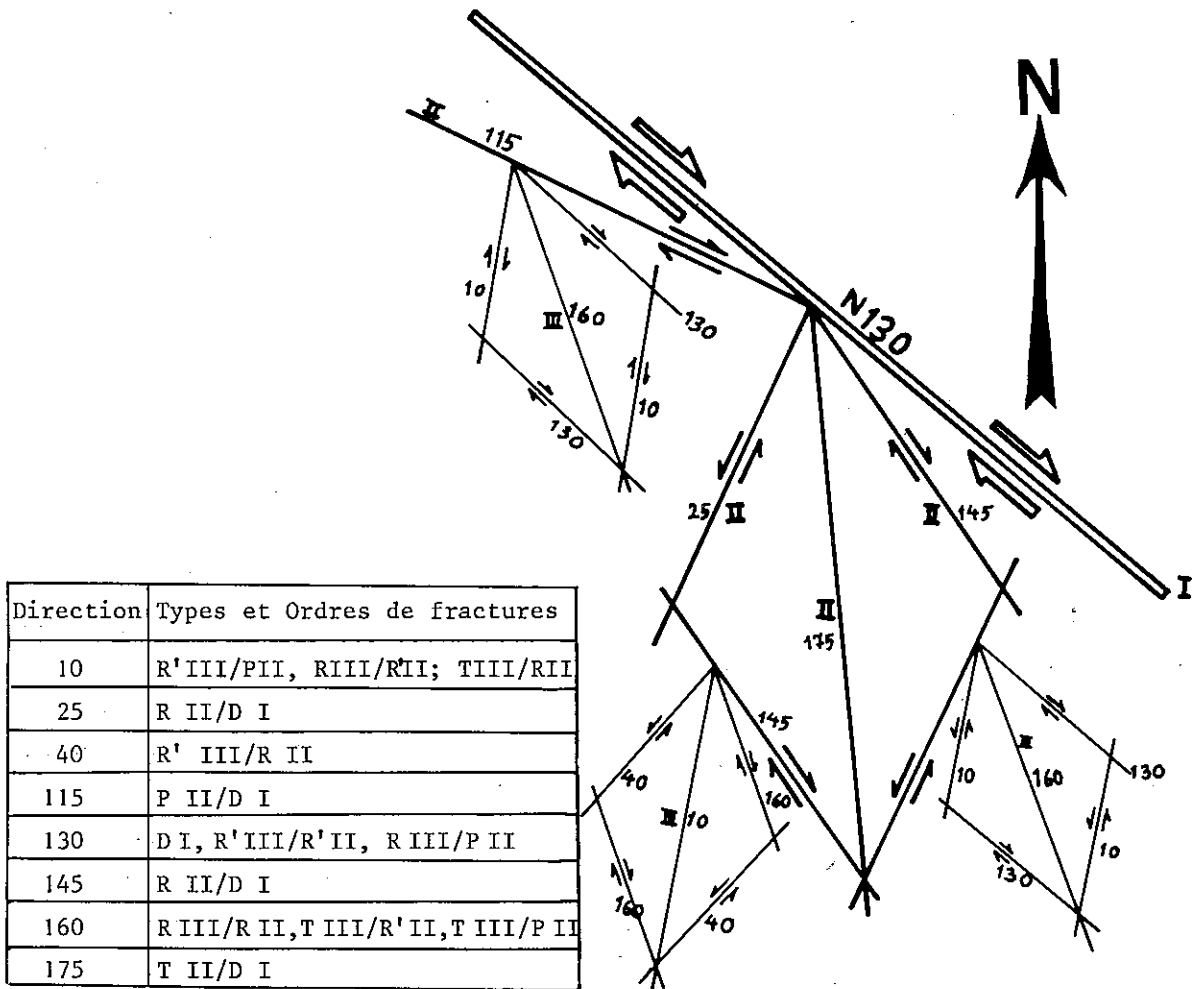


Fig. 64. Distribution des fractures de cisaillement jusqu'au troisième ordre dans un décrochement dextre N130 ; l'angle de frottement interne (ϕ) considéré est de 30° ; notez la superposition des fractures de différents types et leur ordre dans la même direction. Par exemple, la direction N10 comprend les fractures R' dextres de troisième ordre sur la P de deuxième ordre, les fractures R senestres de troisième ordre sur la R' de deuxième ordre, et les fractures T de troisième ordre sur la R de deuxième ordre.

Indépendamment de ces réseaux classiques peuvent s'individualiser des plis dont l'axe est perpendiculaire à la direction de raccourcissement maximal de la zone de décrochement, et dont l'évolution peut mener à la création de failles inverses de même orientation que l'axe des plis éventuels associés.

La figure 57 a situé ci-dessus la répartition des diaclases liées aux décrochements dans la région de Qom. Leurs situations vis-à-vis des failles principales sont données par la figure 65, où apparaissent aussi les fractures jusqu'au troisième ordre, associées au mouvement de décrochement. On peut résumer comme suit les orientations de ces différents composants :

Direction principale D	:	N125
Fractures de 2e ordre	:	N20, N105, N140, N160, N170
Fractures de 3e ordre	:	N-S, N25, N55, N120, N150, N175.

Notons qu'il n'y a pas de fractures selon les directions comprises entre N55 et N105. Cet espace reste inoccupé sur le stéréogramme (fig. 57). Soulignons aussi que les fractures d'ordres différents peuvent avoir les mêmes directions, parfois avec des sens de déplacement semblables, parfois opposés. Cela se traduit sur le terrain par une meilleure expression (plus grande densité, fracture plus importante évoluant en faille majeure...) selon de telles directions. Soulignons enfin que la guirlande des diaclases liées aux décrochements présente un pendage. Cela peut s'interpréter par le déversement général vers le NE de la couverture sédimentaire et de ses accidents par rapport à de probables accidents de même nature restés plus verticaux dans le substratum profond (fig. 58).

III - C.4.3. Superposition des diaclases des deux familles

Naturellement, les deux familles de diaclases que nous avons dissociés afin de les décrire plus facilement, se rencontrent souvent superposées l'une à l'autre sur le terrain. C'est le cas dans une zone limitée par la faille d'Idajik et celle de Kuh-e-Sefid d'une part, et par l'escarpement tectonique de Qom (failles de Shadgholi et de Khezzr) d'autre part.

Les failles majeures, restées verticales, recoupent les réseaux basculés des diaclases associées. Cela peut s'interpréter de la façon suivante : toutes les diaclases et les failles trouvent leur origine dans le même mécanisme initial mais elles ont été réactivées à différentes reprises et non toutes en même temps au cours de l'évolution des structures dont nous allons maintenant décrire l'historique.

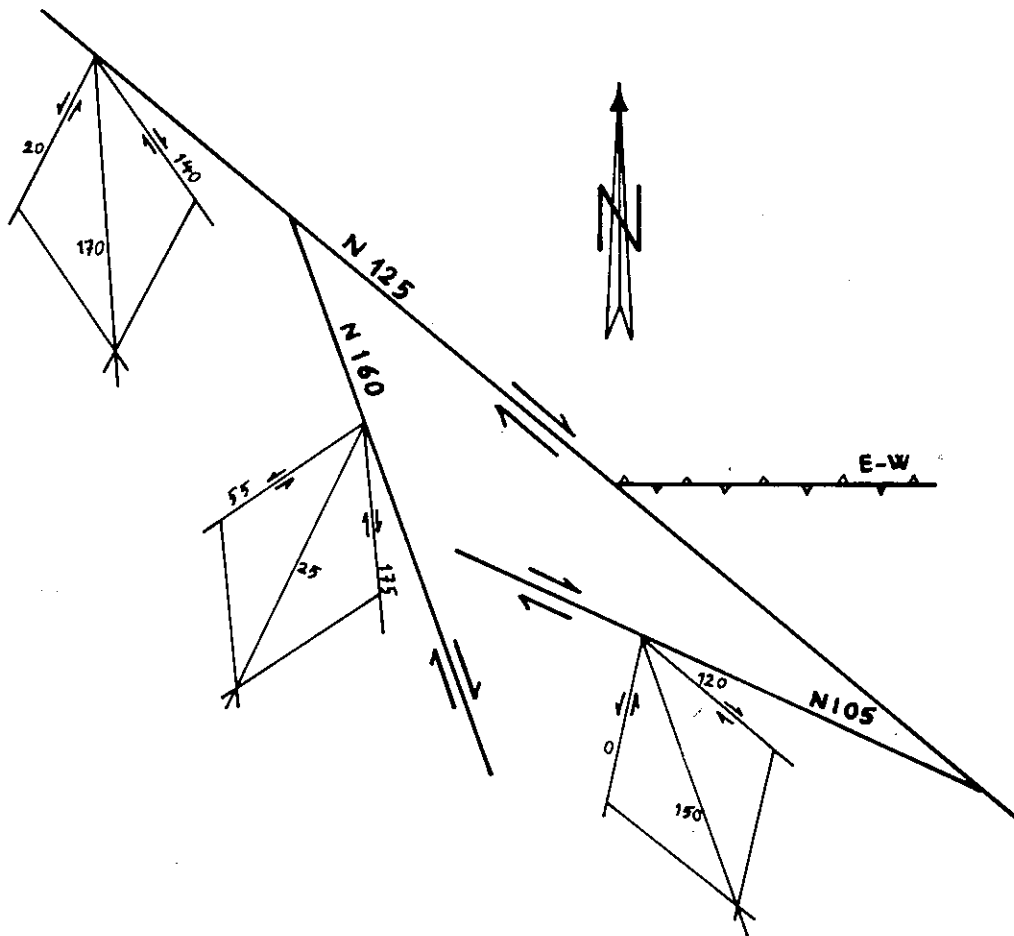


Fig. 65. Les failles majeures de la région de Qom et les fractures de troisième ordre qui peuvent être associées.
En comparaison avec la figure 64, notez la présence de fractures de troisième ordre associées à la faille N160 (failles d'Idajik et Shadgholi). Notez également l'absence de direction entre N55° et N105°, ce qui explique la présence de l'aire de l'ouverture dans la stéréogramme de la figure 57.

III - C.4.4. Modèle cinématique des déformations de la région de Qom.

Ce modèle est schématisé par la figure 66. Il permet de rendre compte de la nature et du type des déformations à l'échelle locale et à l'échelle régionale.

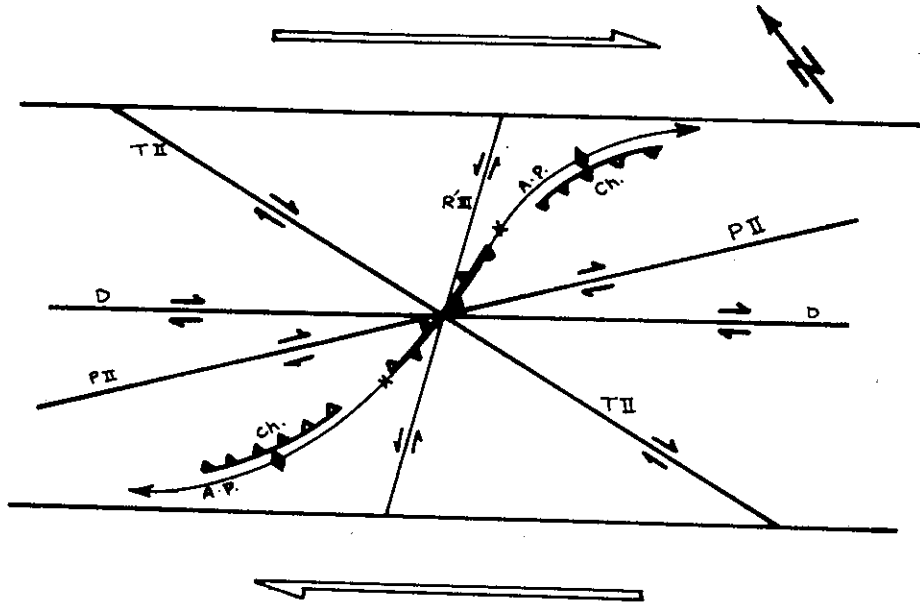


Fig. 66. Modèle interprétatif des déformations dans la région de Qom. Ce schéma montre les relations entre les éléments structuraux majeurs (les failles et axes de plis) qui peuvent se trouver dans une zone de décrochement dextre.
D : les failles de type D (faille de Khezr et Lankround) ; P II : faille de type P de deuxième ordre (faille de Ghiz Takhti) ; T II : faille transformante de type T II (faille d'Idajik, Shadgholi...) ; R'III, faille senestre de troisième ordre sur les failles T II ; Ch. : les failles inverses ou chevauchantes, A.P. : Axes de plis.

Il s'agit d'un cisaillement général avec aplatissement qui affecte un bassin sédimentaire de direction générale N125-130, qui correspond à la direction fondamentale régionale (cf. fig. 5). Cet objet initial est affecté par une succession constante de décrochements dextres et de serrages plus ou moins orthogonaux à ses limites (voir chapitres IV et V), ce qui entraîne la création de structures qui ne pourraient s'expliquer ni par un simple raccourcissement (pure shear) perpendiculaire aux bordu-

res du bassin, ni par un cisaillement simple (simple shear) sans rapprochement des bordures. Il est important de souligner l'association de ces deux types de déformation élémentaires au cours du temps.

Nous verrons plus loin que ce type de déformation mixte est explicable par un déplacement des blocs limitant le bassin de sédimentation de Qom suivant une direction oblique (et non orthogonale) par rapport à ces limites (ou au grand axe d'allongement du bassin).

Ce modèle est valable pour toute la cicatrice éruptive de Tabriz - Bazman (voir V-B).

C H A P I T R E IV

RESULTATS D'UNE ANALYSE EXPERIMENTALE DU MODELE PROPOSE

IV - A. INTRODUCTION

IV - A.1. Buts et méthodes

En vue de tester la réalité du modèle cinématique proposé pour interpréter les structures de la région de Qom et de toute la cicatrice de Tabriz - Bazman, on a réalisé un montage qui permettait de figurer de façon analogique la géométrie d'ensembles des zones étudiées et les déplacements de blocs suggérés par notre interprétation. Il s'agissait de voir si les structures résultantes obtenues sur ce modèle réduit analogique étaient ou non comparables aux structures réelles observées et éventuellement de modifier nos conclusions.

Les essais (30 au total), encore préliminaires (et qui mériteraient d'être poursuivie et affinés) ont été effectués à l'I.R.I.G.M. sur un appareillage construit spécialement, en collaboration avec J.F. GAMOND et avec l'aide du personnel technique du laboratoire. Nous ne présenterons ici que les exemples les plus proches du cas naturel étudié à Qom, bien que des essais intermédiaires aient été faits pour approcher au mieux le mécanisme et pour prendre en compte individuellement certains paramètres que nous regroupons ici. Nous ne décrivons donc pas la démarche suivie dans toute sa diversité pour ne nous arrêter que sur un problème précis.

IV - A.2. Description des moyens utilisés

Les matériaux du bassin sédimentaire de Qom ont été figurés par de l'argile de poterie de Vallauris, posée sur un bâti mobile en bois figurant le fond et les bordures du bassin selon une géométrie simplifiée aussi proche que possible des formes générales du bassin réel avant déformation (au moment de la sédimentation) déduites de l'étude géologique(fig. 67).

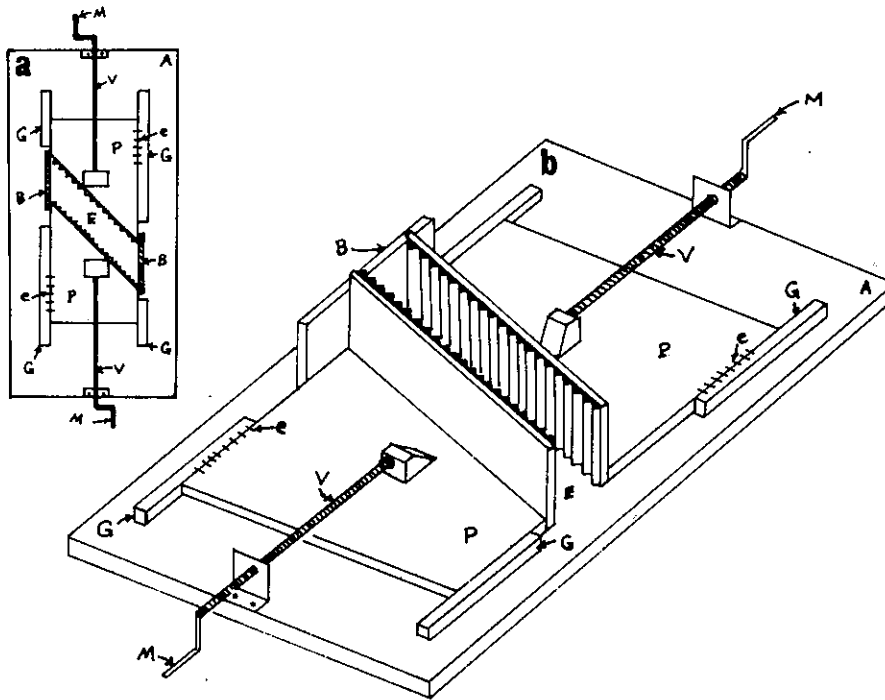


Fig. 67. Moyens utilisés pour les essais expérimentaux.
a) en plan, b) en perspective (voir description dans le texte).

Le bâti est constitué par un plateau (A) sur lequel peuvent se déplacer deux pistons (P) entre deux glissières (G). Chaque piston, dont le mouvement est commandé par les vis (V) munies de manivelles (M), est fait d'une paroi verticale crantée devant laquelle est situé l'espace (E) figurant le bassin et où est placée l'argile de l'échantillon. Deux plaquettes (B) sont utilisées dans certains essais, pour limiter les bords de l'éprouvette d'argile. Des graduations (e) sont fixées le long des glissières, pour permettre de mesurer le déplacement des pistons et de calculer l'aplatissement.

Les parois crantées des pistons sont obliques par rapport à la direction de déplacement avec laquelle elles font un angle α .

Ainsi conçu, cet appareil tend à représenter un bassin (E) compris entre deux masses rigides (P) qui peuvent comprimer le contenu du bassin dans son épaisseur en excluant les glissements trop importants aux bordures (rôle des parois crantées). Le serrage oblique modélise un cisaillement avec aplatissement.

Les paramètres variables sont :

- la consistance de l'argile, son épaisseur et son collage sur les plateaux de base.
- l'angle α entre la direction de déplacement et les parois des pistons.
- la limitation à l'échappement de l'argile sur les bordures par l'adjonction des plaquettes (B), ou non (fig. 67).

Avant tout essai, l'argile est marquée de lignes et de cercles repères, qui permettront après l'essai de mieux matérialiser les déformations en tous points de la surface du "bassin". Des photos sont prises à différentes étapes d'avancement des pistons pour suivre l'évolution de la déformation de l'argile et situer les variations éventuelles des axes de déformation.

Différents essais ont été effectués pour représenter des déformations par cisaillement et aplatissement (fig. 68 et 69) sous différents angles α . Il est bien évident qu'entre l'aplatissement pur ($\alpha = 90^\circ$) et le cisaillement simple ($\alpha = 0$), tous les intermédiaires sont possibles ($0 < \alpha < 90$). Les valeurs d'aplatissement et de cisaillement pour un déplacement oblique des pistons sont fonction de α :

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{a}{\gamma} = \frac{\text{déplacement normal}}{\text{déplacement tangentiel}}.$$

On a alors une déformation rotationnelle plus ou moins importante. Les sens de rotation, la situation des directions parallèles au déplacement et qui ne varient pas, sont indiqués sur les figures 68 et 69. Dans le cas de l'aplatissement pur les axes de déformation restent toujours orientés de la même façon mais les directions intermédiaires sont soumises à des rotations. Dans la figure 68a, on a figuré le cas où il n'y a pas d'allongement perpendiculaire à la compression maximale et où l'objet est donc épaissi.

Il est bien clair qu'une telle présentation de cette modélisation est une

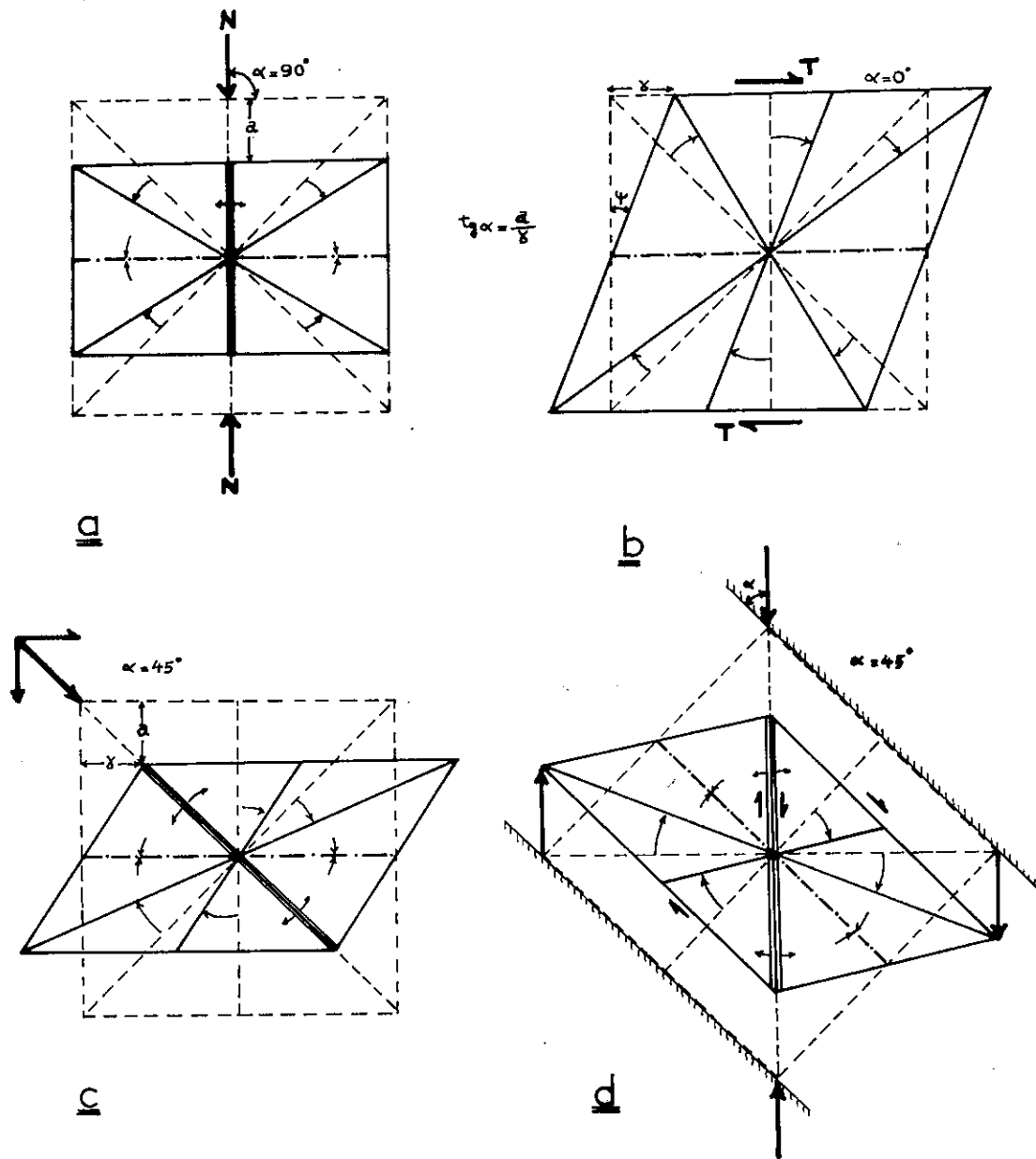


Fig. 68. Schémas montrant les différents types de déformation.
a : aplatissement pur ; *b* : cisaillement simple ; *c* : combinaison d'aplatissement et cisaillement simple, quand $a = \gamma$; *d*) notez qu'une disposition identique à *c* est obtenue lorsque la direction de déplacement fait un angle de 45° avec la direction du bassin ; a : déplacement normal ; γ : déplacement tangentiel. Notez les sens de rotation par rapport à la direction de déplacement (fig. 68c et d) qui peut être une fracture d'extension avec décrochement synthétique. (voir le texte).

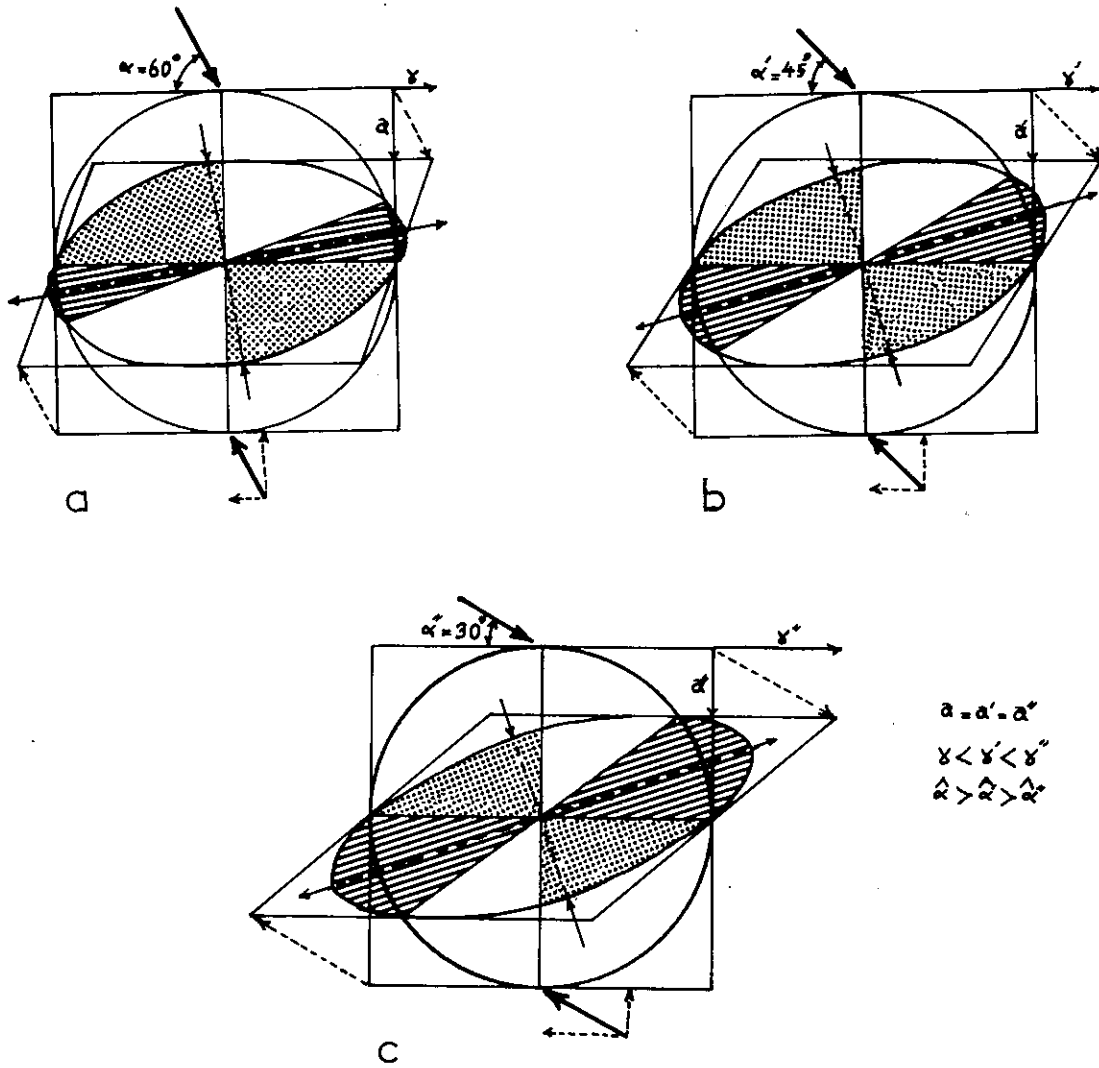


Fig. 69. Les différentes ellipses de déformation en fonction de l'angle α .
 Notez que pour la même valeur de déplacement normal ($a = a' = a''$),
 il existe différentes valeurs de déplacement tangentiel. α et γ
 sont inversement proportionnels. voir figure 68.

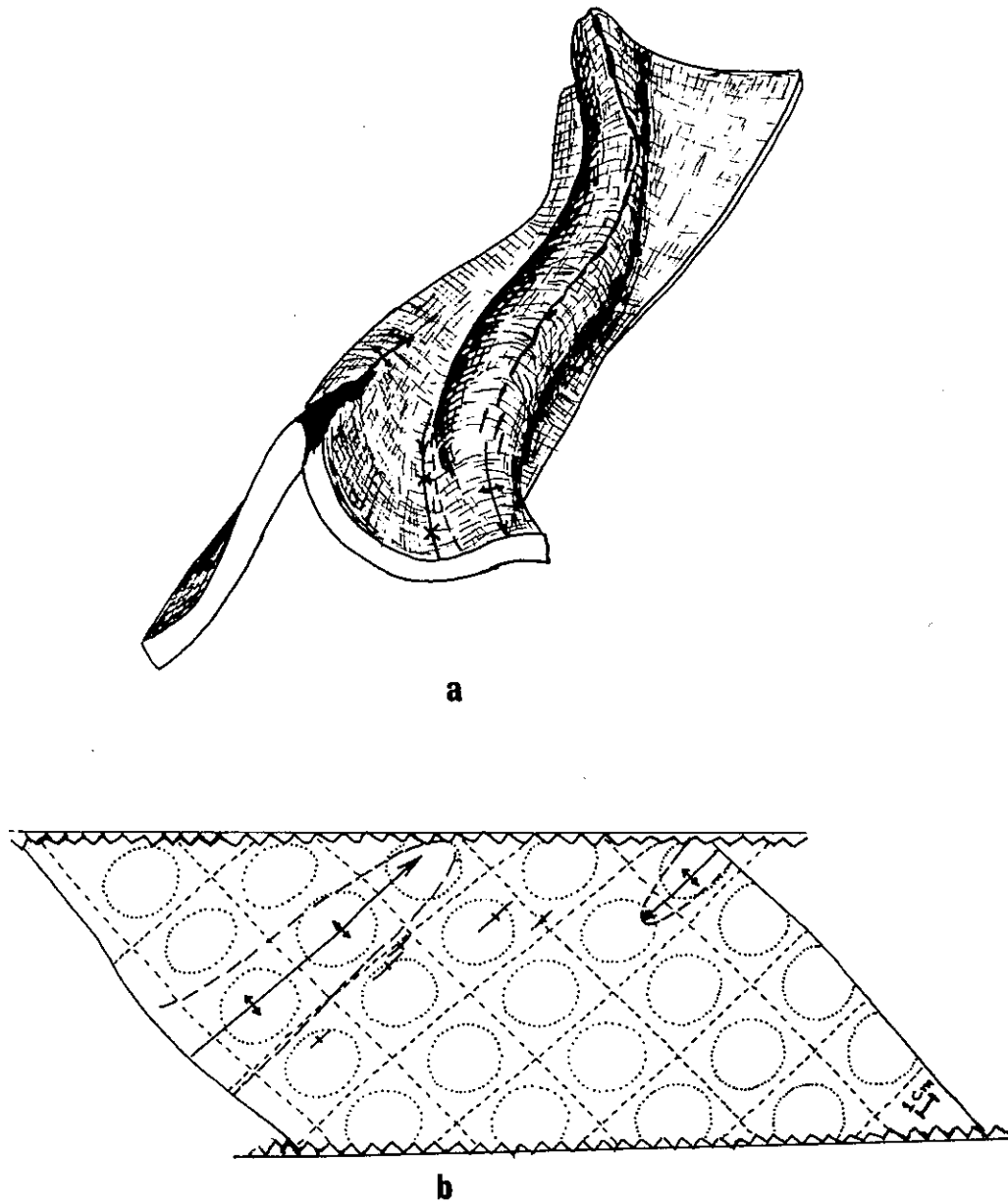


Fig. 70. Couches d'argiles déformées ($\alpha : 45^\circ$).

a : Les axes des plis coniques sont par endroit perpendiculaires à la direction de déplacement (à 45° par rapport à la bordure des pistons) et ailleurs parallèles aux bordures des pistons) ; épaisseur de la couche : 1,3 cm ; adhérence très faible.

b : Apparition de plis coniques perpendiculaires aux bordures des pistons au début de l'expérience (un déplacement de 17 mm pour chaque piston) ; les marqueurs circulaires et les lignes orthogonales indiquent les variations d'axes de déformation ; épaisseur de la couche : 1 cm, et fortement adhérente.

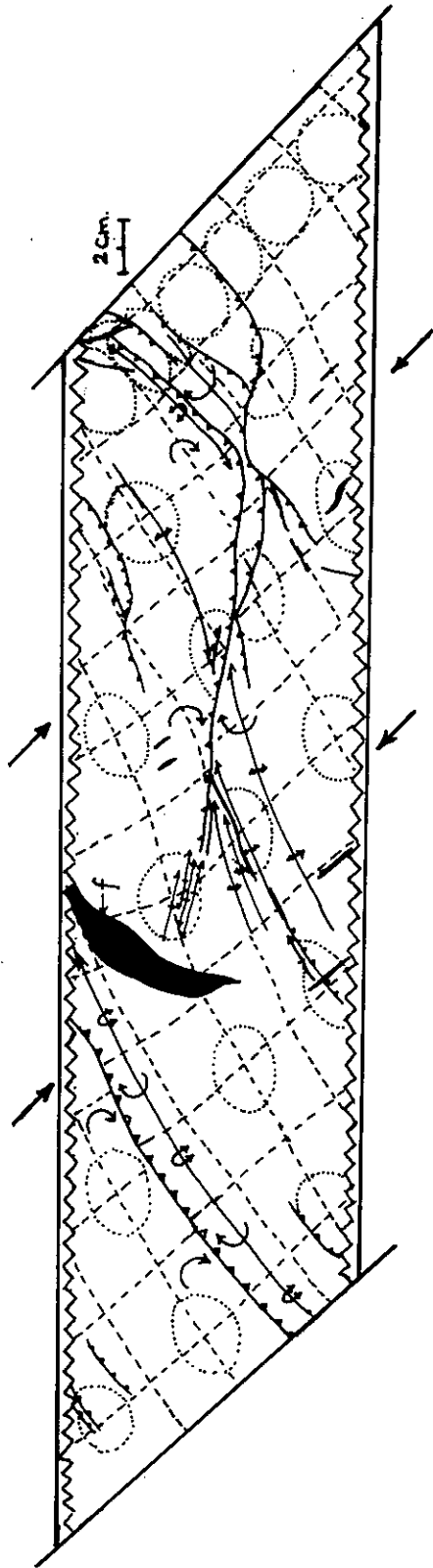


Fig. 71. Elements structuraux liés à une couche d'argile déformée.
Épaisseur de la couche : 2 cm ; forttement adhérente ; α : 45° ; déplacement de 6,5 cm
pour chaque piston.

Notez les variations d'axes de plis et les failles chevauchantes ou immerées, les axes
cinématiques (matérialisés par les marqueurs circulaires et les lignes orthogonales), le
sens de rotation anti-thétique de compartiment des failles, et les fentes d'extension (f).

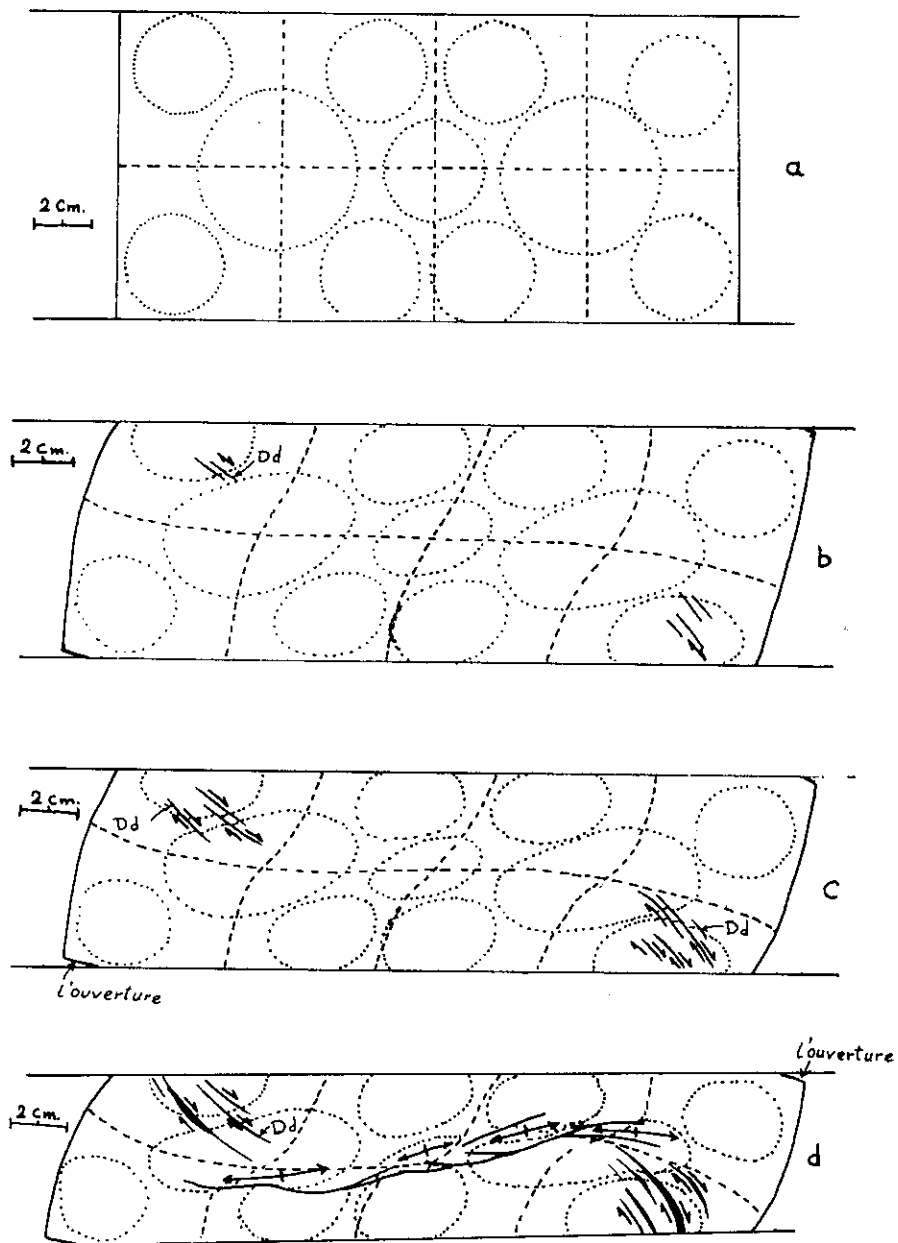


Fig. 72. Stades successifs de la déformation d'une couche d'argile.
 $\hat{\alpha} : 60^\circ$; fortement adhérente ; épaisseur de couche : 2 cm -
a : état non déformé. - b : l'apparition de fractures synthétiques dextre (Dd). - c et d : l'évolution des axes cinématiques (ellipses de déformations), la rotation des axes de plis et des failles chevauchantes ou inverses.
Notez l'ouverture en raison de la rotation au cours de la déformation (voir figure 75).

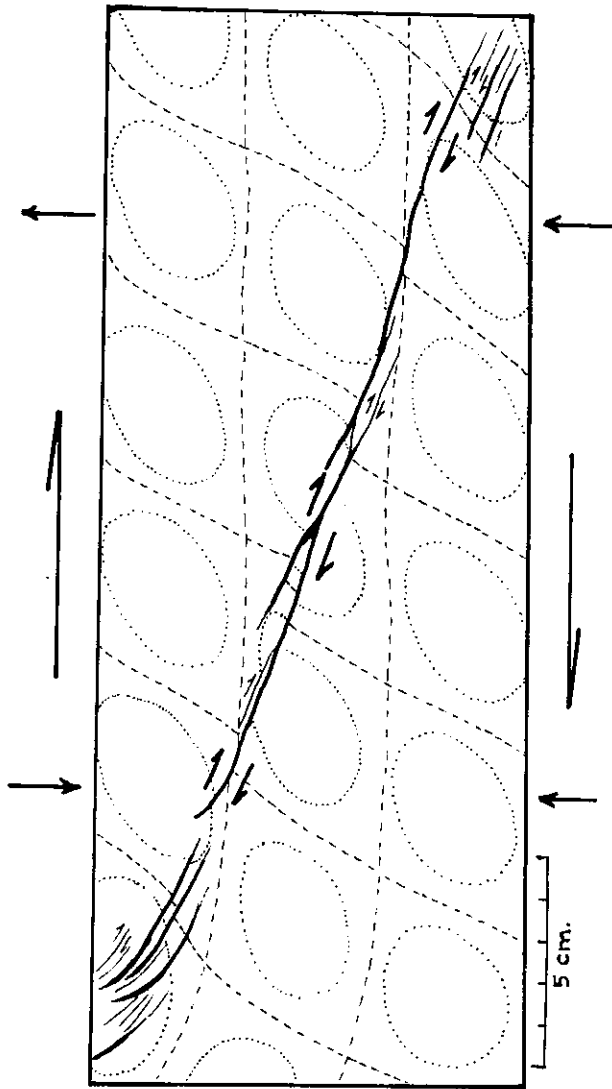


Fig. 73a. Apparition d'une faille d'extension décrochante synthétique (ici dextre) sur la couche d'argile. La fracture est presque parallèle à la direction de déplacement (résultat de déplacement tangentiel et normal ; voir figure 68).

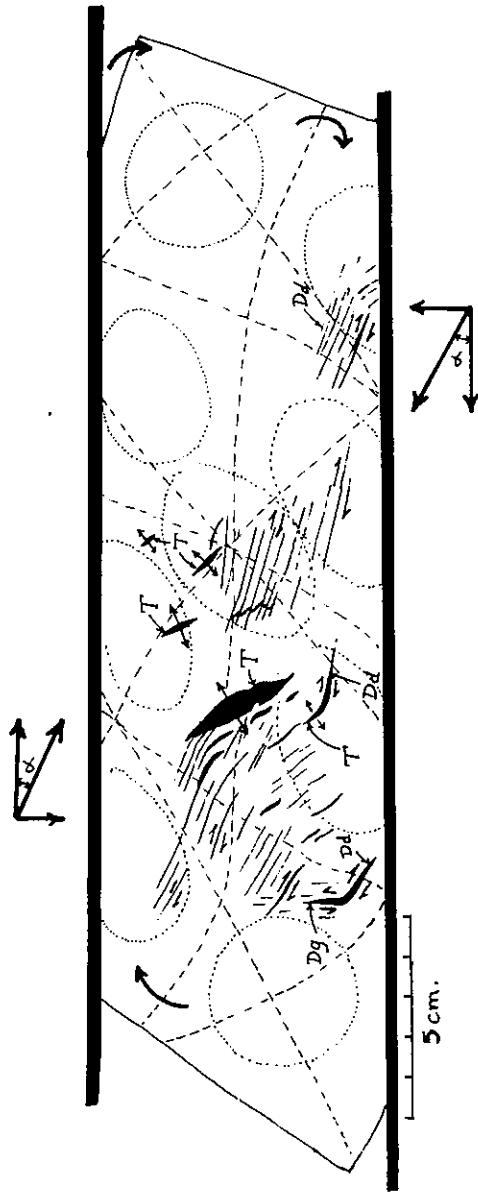


Fig. 73b. Déformation de la couche d'argile ($\alpha : 30^\circ$).
Dd et Dg : deux systèmes de fractures conjugués à rejet dextre et senestre. - T : fente d'extension.
Notes la combinaison de fractures Dd et T, et les zones de tension par fractures de type Dd et Dg (voir figure 78).

simplification. Le matériau initial utilisé est homogène et le raisonnement porte sur un état de déformation homogène. Cela est une limitation aux comparaisons avec la réalité où l'on sait que ni les roches, ni les déformations ne sont homogènes ; par ailleurs, il est clair que les essais effectués donnent des déformations inhomogènes.

IV - B. RESULTATS DE QUELQUES ESSAIS

Les figures 70 à 73 montrent quelques images des déformations obtenues. Sans pouvoir entrer dans les détails de ces essais, que nous souhaitons ultérieurement compléter et approfondir, soulignons simplement les points importants qui permettent des comparaisons instructives avec la réalité géologique :

Dans le cisaillement avec aplatissage d'un gâteau d'argile pris entre des pistons obliques sous un angle $\alpha = 45^\circ$ par rapport à leur déplacement :

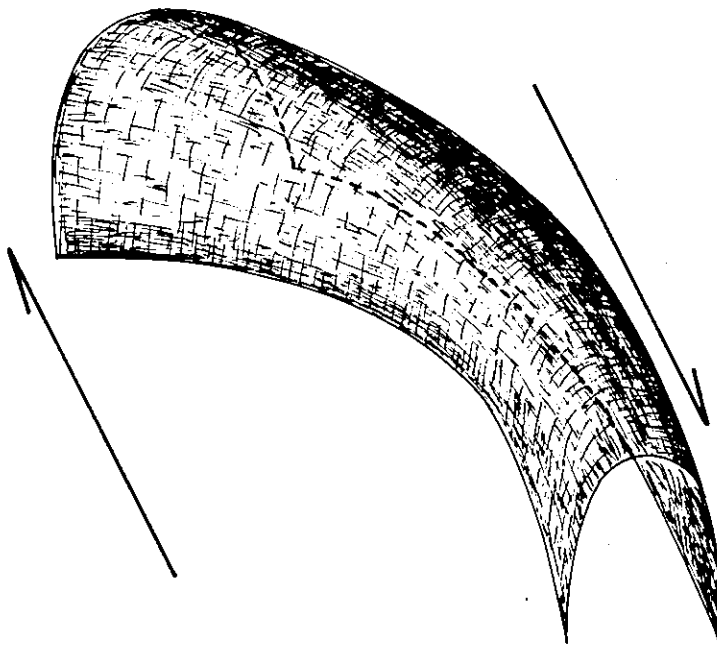


Fig. 74. Tectonogramme montrant l'aplatissement différentiel d'un pli dans une zone de décrochement.

- les déformations sont rotationnelles et inhomogènes (voir les différentes formes et dimensions des ellipses, déformées du cercle initial) ;

- les plis sont de type cône et soumis à des rotations et des torsions ;

- lorsque on limite l'échappement de l'argile aux bordures, les plis tordus ont des directions en partie parallèles au cisaillement et en partie perpendiculaires à la direction de déplacement des pistons. (fig. 70 et 71).

- les variations de longueur du petit axe des ellipses correspondent à une répartition des aplatissements différentiels analogues à celle qui est observée dans la région de Qom (voir III-C.3.3. et fig. 74) ;

- les rotations de la plaque d'argile, et en conséquence les ouvertures qui se produisent à ses bordures, peuvent se comparer avec les observations des blocs naturels du NE de Do Baradar (fig. 72 et 75) où les limites onduleuses ont la même disposition ;

- les fractures conjuguées dextres et senestres (à 60°) sont soumises, comme les autres éléments, à un aplatissement et à une rotation progressifs qui entraînent une variation de leurs directions initiales ;

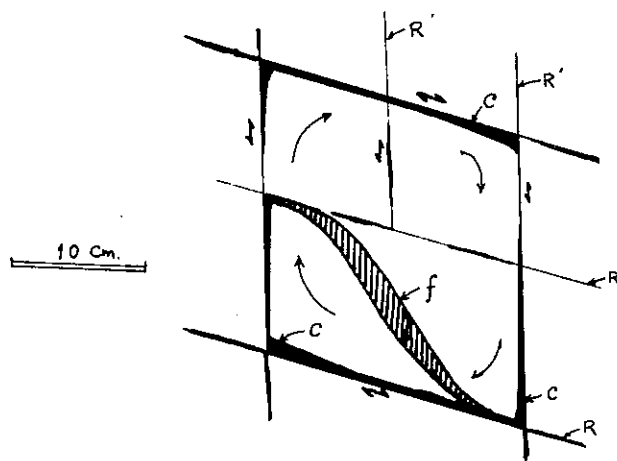


Fig. 75. Deux systèmes de fractures conjuguées associées au mouvement décrochant le long de la faille de Khezer (au NE de Do Baradar) et ouverture différentielle (zones actuellement remplies de calcite) par rotation.
f : fente d'ouverture sigmoïdale ; *c* : remplissage de calcite.

Lorsque les fractures synthétiques du cisaillement parviennent dans la direction du raccourcissement, ces fractures tendent à fonctionner en extension et en décrochement, leur extrémités en gerbes (splay faults), rassemblent plusieurs fractures élémentaires de même famille mais d'étapes successives de déformation (cas où l'échappement n'est pas limité aux bordures), (fig. 72 et 73a).

- les marqueurs devenus elliptiques sont, dans les zones d'extrados des plis, soumis à une extension tardive ;

- le rejet horizontal le long des fractures antithétiques (fig. 71) est fonction des rotations indépendantes des différents blocs découpés ;

- dans un essai où le cisaillement est plus important (par rapport à l'aplatissement) ($\alpha = 30^\circ$), et lorsque l'échappement de l'argile n'est pas limité aux bordures, des fractures synthétiques (par rapport au cisaillement général) se développent en échelon, puis évoluent en se rejoignant en une faille de décrochement unique. La direction de cette faille est soumise à la direction de déplacement appliqué. L'éventail des fractures élémentaires aux extrémités de la faille se dispose en gerbe (splay faults) dans lequel se subdivise le déplacement de la faille majeure (comparaison avec la faille de Deh Shir, II-C).

Remarque : Nous avons surtout insisté ici sur la dispersion des axes de déformation dans un bassin soumis à un cisaillement avec aplatissement. Le résultat obtenu est remarquablement comparable avec ce que l'on observe dans le bassin de Qom et permet donc de conclure que là, comme dans le modèle, il s'agit bien de déformations consécutives à un cisaillement du bassin entre ses bordures combiné à un serrage. Cependant, les conditions de l'essai ne permettait pas de modéliser entièrement la fracturation fragile en dépit de la consistance de l'échantillon choisi et de la vitesse des déformations appliquées. On sait pourtant que dans la réalité, avec une grande hétérogénéité du matériau qui n'est pas non plus réalisée dans le modèle, la rupture fragile a une grande importance. Il reste que nature et modèle sont assez étroitement comparables et que les essais confirment le modèle cinématique adopté pour l'évolution de la cicatrice éruptive Tabriz - Bazman.

CHAPITRE V

CONCLUSIONS GENERALES - PROPOSITIONS

V - A.	REGION DE QOM	p. 163
V - B.	ZONE DE TABRIZ - BAZMAN	p. 164
V - C.	CONSEQUENCES A L'ECHELLE DE L'IRAN	p. 168
V - D.	SITUATION DES VIRGATIONS STRUCTURALES IRANIENNES DANS LE MODELE PROPOSE	p. 170

C H A P I T R E V

CONCLUSIONS GENERALES - PROPOSITIONS

Ces conclusions ont d'abord trait à la région de Qom où le détail de l'étude géologique et les résultats des essais sur modèle analogique ont permis de bâtir une histoire cohérente de l'évolution structurale du secteur. Mais elles doivent être élargies à toute la cicatrice Tabris - Bazman dont la région de Qom fait partie et où le modèle cinématique s'applique entièrement, ce qui implique une interprétation valable à l'échelle de tout l'Iran. Notre propos est de résumer ici tous ces résultats en montrant ce qu'ils contiennent d'important pour toute la géologie iranienne.

V - A. Région de Qom

- La région de Qom fait partie d'un vaste bassin sédimentaire composite, établi sur le substratum de roches volcano-sédimentaire de l'Eocène au cours de l'Oligocène précoce.

- Les conditions de sédimentation sont contrôlées par un découpage de ce substratum par des failles qui déterminent des blocs dont les formes et les mouvements verticaux, positifs ou négatifs, situent les bassins élémentaires, leurs profondeurs et leur évolution cyclique (cf. l'évolution des caractères de la sédimentation pendant le dépôt des Lower Red Formation (LRF) et Upper Red Formation (URF) ainsi que de la Formation de Qom en trois cycles successifs).

- L'orientation générale moyenne du bassin était NW - SE.

- Les apports sédimentaires (étude des courants de transport) dans la Formation de Qom et dans la URF se produisaient suivant des directions N-S à NE-SW. Cela implique que le bassin avait des limites situées en effet au NE et au SW et confirme son orientation générale.

- Les roches mères des matériaux détritiques du bassin étaient essentiellement volcaniques et peu éloignées (abondance des plagioclases d'origine volcanique, de grandes tailles et peu usés, dans les sédiments détritiques). D'autres sources pouvaient être des affleurements de roches métamorphiques mais elles devaient être plus éloignées (éléments détritiques d'origine métamorphiques dans les sédiments, plus rares et plus fins). Par ailleurs, le domaine volcanique, acide ou basique, en proie à l'érosion durant la sédimentation, devait se trouver au NE du bassin ; celui des roches métamorphiques devait être au SW. On peut présumer que ce dernier domaine était la zone d'Esfandagheh - Marivan, généralement émergée et en cours d'érosion durant tout le Tertiaire.

- La structuration ultérieure des sédiments du bassin est essentiellement sous la dépendance d'un mouvement de décrochement dextre accompagné d'un serrage. Ce sont les limites, d'orientation moyenne NW-SE, du bassin qui ont déterminé la direction des déplacements cisailants et la disposition des structures résultantes dans le bassin refermé.

V - B. Zone de Tabriz - Basman

- Les relations géométriques entre les différents éléments structuraux de toute la zone (fig. 5, 64 et 77) sont compatibles avec un mouvement de décrochement dextre suivant la direction générale NW-SE de la cicatrice, et sur une largeur d'environ 100 kilomètres.

- Le déplacement décrochant explique l'intensité de la fracturation de la zone et donc celle du volcanisme qui la caractérise. Ces déplacements, et ses corollaires (déformations, magmatisme...) débutent avec le Tertiaire et ont même pu commencer à être actifs dès la fin du Crétacé. En témoignent des failles majeures (comme celles de Tafresh et de Tüzlü Göl) qui affectent les terrains éocènes mais non les séquences oligo-miocènes (LRF et Formation de Qom au Kuh-e-Sefid), ce qui implique une activité du décrochement avant le dépôt de la LRF au moins (Pl. I).

- Dans toute la cicatrice, le réseau de failles peut être interprété par la fracturation banale d'une zone de décrochement dextre en allant jusqu'aux fractures de

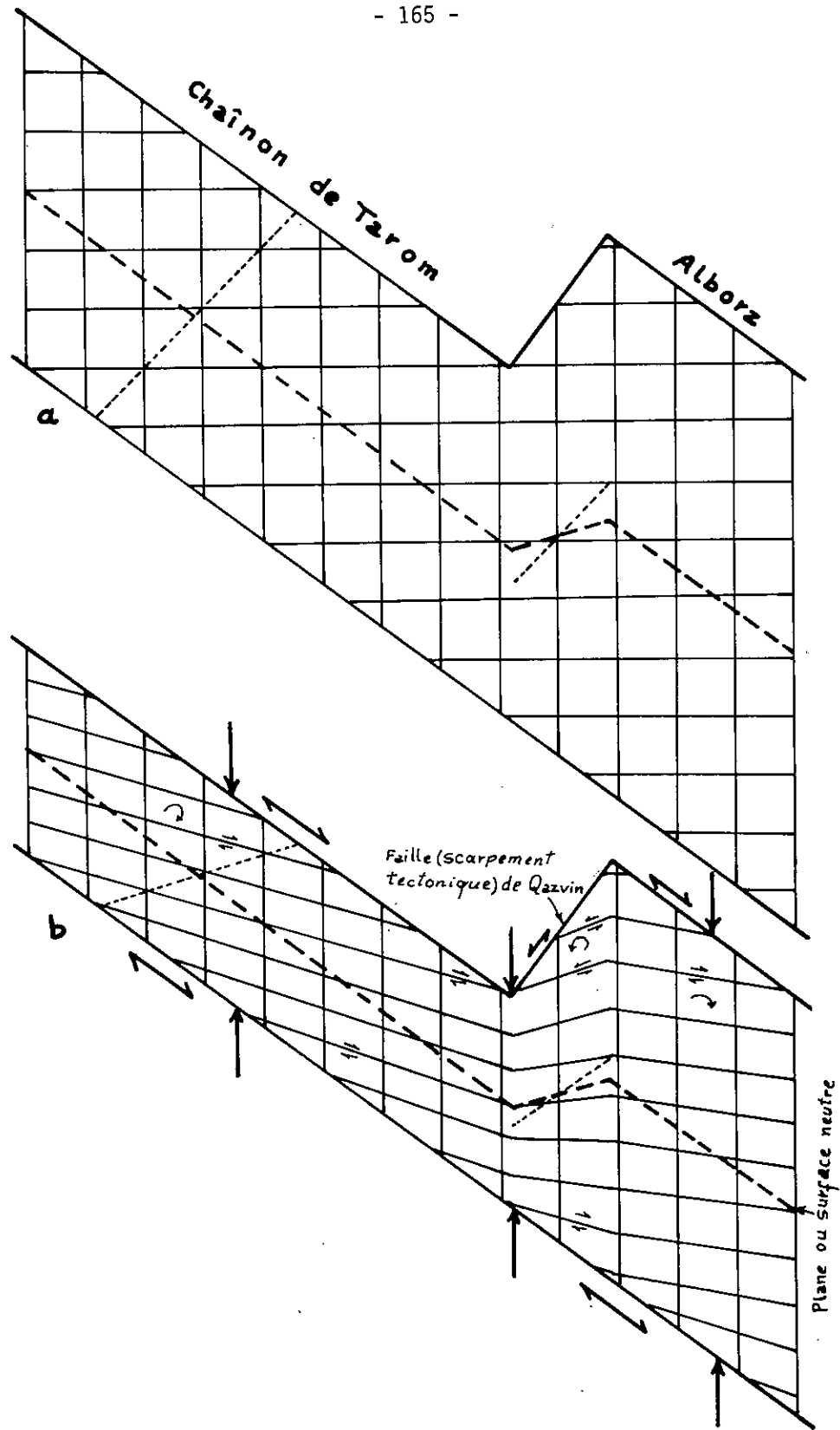


Fig. 76. Effet de poinçonnement du chaînon de Tarom (créée par la faille de Qazvin) ; et rotation apparente des traits structuraux au N de Saveh.
a) non déformé ; b) état déformé. Notez l'aplatissement différentiel qui est responsable de virgation.

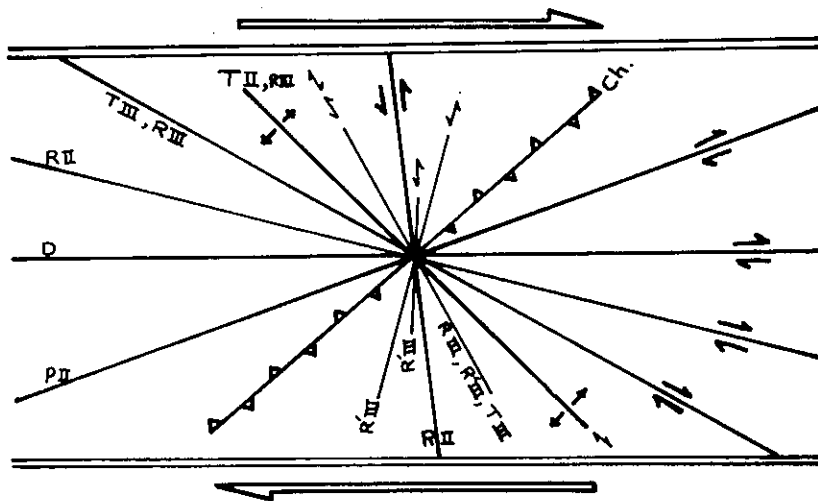


Fig. 77. Relations géométriques entre les différents éléments structuraux de la cicatrice Tabriz-Bazman, attribuée à une zone de décrochement dextre (voir fig. 5 et 64).

troisième ordre. La combinaison des failles élémentaires, éventuellement de différents ordres, entraîne l'individualisation d'accidents composites aux tracés courbes. Ceux-ci induisent, dans le décrochement persistant, la création de secteurs en transtension ou en transpression (fig. 78).

Ces processus de caractères localement différents (extension ou compression) bien que dans des situations analogues, se produisent dans le même système de déformation générale. Ainsi s'expliquent des venues volcaniques dans des secteurs, localisés, en extension bien que soumis à une compression globale.

- L'aplatissement qui accompagne le cisaillement de la zone Tabriz - Bazman, provoque des rotations apparentes des structures, ce qui modifie un peu leurs relations angulaires initiales.

- Dans ces déformations, la géométrie des bordures des bassins, conditionné par les failles que crée le décrochement (failles qui peuvent être courbes) peut intervenir : les irrégularités des limites entraînent des serrages différentiels et les

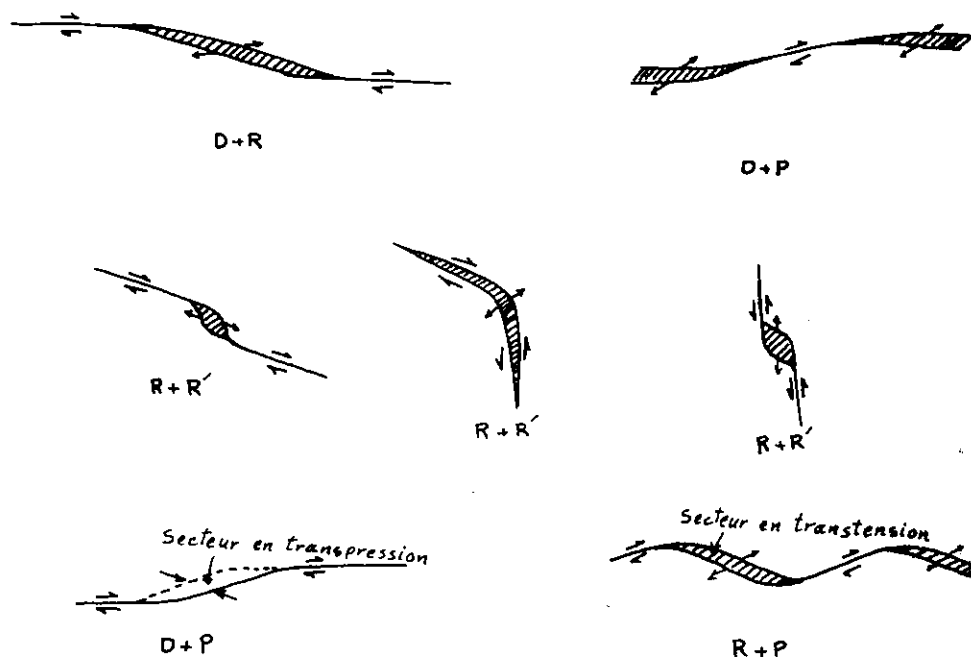


Fig. 78. Création de secteurs en transtension ou en transpression dans une zone de décrochement dextre.
Développement de zones en transtension permettant un volcanisme intense (qui est l'un des caractères majeurs de la cicatrice éruptive Tabriz-Bazman), même au cours de phases de compression générale.

structures résultantes comportent des virgations qui miment des rotations (cas du poinçonnement du bassin de Qazvin et du changement corrélatif des directions structurales du N de Saveh (voir figure 76).

En suivant le même raisonnement, et à une autre échelle, les déplacements différentiels sur les failles N160 de la zone de décrochement (faille de Deh Shir...) qui atteignent une valeur maximale vers le SE de la zone, peuvent être interprétés par un aplatissement plus accentué dû à la présence à ce niveau du bloc de l'Iran oriental (qui n'existait pas plus au N, au niveau de Qom).

V - C. Conséquences à l'échelle de l'Iran

La dernière remarque permet d'entrevoir combien sont liées les différentes zones structurales de l'Iran, et combien l'existence, ou non, de blocs découpés par les failles (et les formes qui en découlent) ont de l'importance à la fois pour comprendre l'individualisation des différents bassins de sédimentation et leur évolution structurale.

Ainsi la cicatrice de Tabriz - Bazman est elle, limitée au NE, à partir du niveau de Naïn, par la zone faillée de Shahr Babak qui jalonne la bordure occidentale du bloc de l'Iran Oriental. Cette limite est aussi celle de la zone ophiolitique du coloured mélange. Mais ce hiatus important est débordé et en partie caché par des dépôts tertiaires analogues à ceux de la cicatrice éruptive.

Cela signifie, entre autres observations, que, bien que clairement individualisée par la cartographie, la zone de décrochement devenue cicatrice éruptive de Tabriz - Bazman ne possède pas toujours des bordures simples et nettes : il y a des interpénétrations avec les zones voisines. Cela peut s'interpréter en imaginant que la zone de décrochement majeure dirige, par ses failles de second ordre, des diverticules plus ou moins importants dans les unités structurales majeures avoisinantes (et les blocs supposés rigides et homogènes en première approximation). C'est qu'en effet les fractures directrices activées lors des déplacements les plus importants à partir de la fin du Crétacé, sont en fait très souvent d'anciennes sutures du bâti iranien. Dans les déformations tertiaires, en raison de la direction des déplacements en masse, seuls les accidents anciens "bien placés" à ce moment précis, sont le siège de mouvements. C'est le cas de ceux qui du NW au SE s'organisent alors selon la direction de la zone Tabriz - Bazman. A partir de là, le jeu des cisaillements crée de nouvelles fractures ou en active de plus anciennes, celles qui à leur tour viennent occuper dans le mouvement des différents blocs, une situation convenable.

L'exemple des bordures de la zone d'Esfandagheh - Marivan et des relations de cette zone avec le domaine de la cicatrice éruptive, est à cet égard, instructif. L'une des caractéristiques proposées pour distinguer la zone d'Esfandagheh - Marivan de ses voisines (STÜCKLIN, 1968) est le faible développement du volcanisme et des dépôts tertiaires, par rapport à ce qui est rencontré dans les zones voisines de l'Iran Central. En fait, les activités liées au fonctionnement du décrochement de Tabriz - Bazman affectent aussi un peu la zone d'Esfandagheh - Marivan et on y observe pour cela une pénétration locale des bassins tertiaires.

De même, à l'Ouest de Saveh et au N de la dépression de Tüzlü Göl, il y a "interdigitation" des métamorphites du Mésozoïque et des faciès volcano-sédimentaires du Tertiaire dans un secteur où se développent pourtant le bassin oligo-miocène le plus profond (épaisseur de la formation de Qom : 2200 m selon HUBER, 1953) et d'importantes venues éruptives (HADJIAN, 1970). Les noyaux métamorphiques de Tafresh sont cependant différents de ceux de la classique zone d'Esfandagheh Marivan. Aussi est-il possible de penser que différents blocs d'un substratum métamorphique étaient soumis durant le Tertiaire à des mouvements verticaux alternés entraînant la création de bassins plus ou moins profonds et plus ou moins séparés. Les limites entre zones sont de ce fait fluctuantes au cours du temps et, selon l'étape considérée de l'évolution structurale, un domaine donné peut appartenir soit à la zone située dans l'emprise du cisaillement, soit à ses blocs bordiers. Il est probable par exemple que la faille d'Avaj ne reste pas toujours une limite entre zones structurales différentes. Selon son tracé (ou ses prolongements), qui est parallèle au Kuh-e-Hamzeh (SE de Bijar) puis passe au S de Takab et constitue la limite occidentale du lac de Rezaiyeh, on peut considérer qu'il s'agit d'une frontière entre l'Iran Central et la zone d'Esfandagheh-Marivan. Mais seule une partie est actuellement bordière de la cicatrice de Tabriz - Bazman.

Il ressort de ces observations que les grandes fractures directrices des zones structurales iraniennes, et qui probablement sont un héritage d'un dispositif très ancien, sont réutilisées lors des déformations tertiaires lorsqu'elles occupent des situations adéquates pour être réactivées. Les déplacements qu'elles engagent alors peuvent entraîner soit la création de nouveaux accidents dont l'orientation est fonction du régime de contraintes imposé par les déplacements engendrés sur l'ancienne discontinuité majeure réactivée, soit l'activation d'autres anciennes fractures parvenues à leur tour en situation convenable. Le réseau ainsi mis en mouvement, composé d'accidents d'ordres différents, définit les limites des unités structurales majeures avec une certaine souplesse. Cela signifie que selon l'étape considérée dans l'évolution des déplacements, certains secteurs appartiennent à l'histoire géologique d'une zone ou à celle de sa voisine. Cette fluctuation suit cependant une règle : celle des déplacements des blocs découpés par les accidents.

Il reste qu'à une étape que l'on peut considérer comme celle de la déformation finie (la situation actuelle) de grandes unités à peu près rectilignes sur plusieurs centaines de kilomètres, peuvent être définies en Iran. A cet égard la cicatrice éruptive de Tabriz - Bazman, née sur une zone de décrochement dextre de plus de 100 km de large sur près de 2000 km de long et qui fonctionne pendant tout le Tertiaire en se complétant d'un aplatissement, est particulièrement spectaculaire.

V - D. Situation des virgations structurales iraniennes dans le modèle proposé

Sur la carte tectonique de l'Iran (STÖCKLIN et NABAVI, 1973), il est évident que la géologie du pays est gouvernée par trois directions principales :

- Une direction NW-SE : celle du Zagros, de la zone d'Esfandagheh - Marivan, de la cicatrice éruptive Tabriz - Bazman, celle de l'Alborz occidental et du NW de l'Iran, ou celle de la partie orientale du Kopet Dagh ainsi que de Binalud (voir figures 2, 3 et 81).

- Une direction NE-SW : l'Alborz oriental, la dépression du grand Kavir ou la partie occidentale de la faille du Kavir - Dorouneh.

- Une direction N-S : l'Iran oriental ("Oman line") qui correspond à l'orientation du but, et plus généralement à toutes les zones situées à l'Est de la faille de Naybaud et au Nord de Bazman (fig. 2, 3, 4 et 81).

Toute l'histoire géologique de l'Iran montre que l'individualisation et l'activité de ces différentes zones sont liées à des jeux de fractures (fig. 79) très anciennes (STÖCKLIN, 1968, 1974 ; NABAVI, 1976 ; HAGHIPOUR et SABZEHEI, 1974 ; BERBERIAN, 1976...).

Les activités de ces failles, qui conditionnent l'orientation et l'histoire des différentes zones structurales iraniennes, peuvent être rapportées, par l'intermédiaire des différentes virgations et des fractures qui s'y rencontrent, à des mouvements en décrochement plus ou moins intenses selon les valeurs de l'angle α (entre orientation des fractures et direction des déplacements, voir fig. 80), comme on l'a vu dans l'interprétation détaillée ci-dessus (voir figures 68 et 69). La valeur de α détermine ainsi le sens des décrochements, et le plus ou moins fort aplatissement de la zone auquel il est lié (fig. 79).

Il est clair que, puisque les directions NW-SE et N-S sont soumises à des décrochements dextres, et les directions NE-SW à des décrochements senestres (fig. 79), l'angle α a une valeur plus grande sur les directions NW-SE que sur les N-S. Il en résulte que dans les décrochements dextres corrélatifs, l'aplatissement sera plus important dans les zones NW-SE que dans les zones N-S. Cette conséquence est importante car les zones orientées NW-SE (Zagros, Esfandagheh - Marivan ...) paraîtront très déformées, plus en tout cas que les zones N-S (Lut ...) qui, de ce fait, seront réputées (abusivement) plus rigides. Cette moindre déformation, qui n'est due qu'à un moindre aplatissement, est liée à l'orientation des failles bordières qui engagent un cisaillement

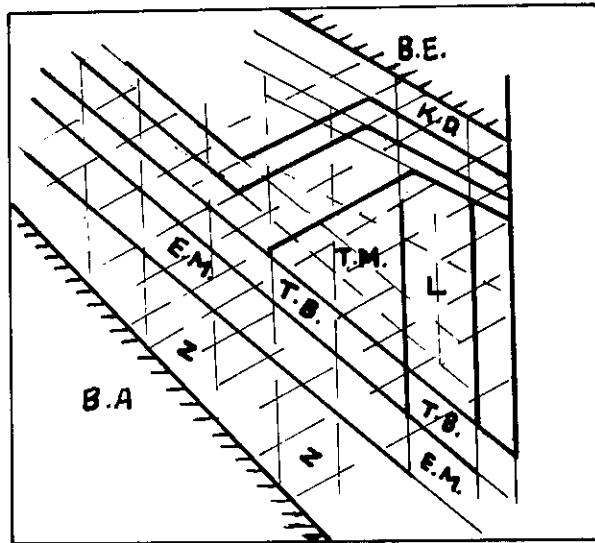


Fig. 79. Schéma montrant les trois directions principales de fractures dans le socle (traits fins). La position des failles fondamentales actuelles (traits épais) et des différentes zones structurales dans ces systèmes sont indiquées sur le schéma (voir figure 81).

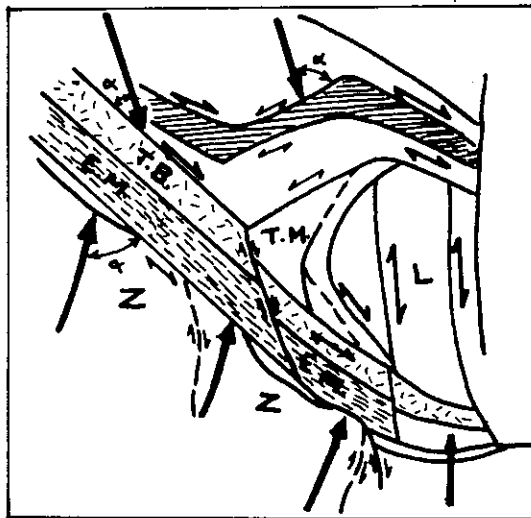


Fig. 80. Schéma montrant les principales zones structurales, les directions de déplacement des compartiments, et les trois directions principales de décrochement. Notez la relation angulaire (α) entre les directions de déplacement et les fractures majeures (= bordures de bassin), ce qui contrôle l'intensité de l'aplatissement et du cisaillement dans chaque zone (voir figures 68, 69 et 80).

simple presque idéal (avec faible raccourcissement transversal associé).

S'il existe bien une fracturation du socle ancien iranien (voir figure 79), consécutive aux événements précambriens, et que les blocs découpés se déplacent les uns par rapport aux autres (en décrochements ou en horsts et grabens) en fonction des différentes orientations des sollicitations extérieures (mouvements de l'Afrique par rapport à l'Asie, de l'Inde par rapport à la plateforme sibérienne, de l'Arabie par rapport à l'Iran ...), on peut affirmer que ces accidents, la forme des blocs et leurs mouvements relatifs, ont contrôlé l'histoire géologique de tout le pays.

Si maintenant on examine individuellement chaque zone, il est possible de déterminer, grâce aux dispositifs de virgations d'axes de plis qui s'y trouvent, grâce aux familles de fractures, etc..., le rôle relatif des décrochements et des aplatissements, donc la valeur probable de l'angle α (entre la direction du déplacement et l'orientation des limites de chaque zone) qui s'y rapporte (fig. 80).

Ainsi pour la zone du Zagros ou celle d'Esfandaghen - Marivan, c'est le déplacement de la plateforme arabique par rapport aux directions NW-SE des limites de ces zones, qui détermine la valeur de α . Cette valeur est ici assez grande (voir figure 80), l'aplatissement est donc important, le décrochement relativement moindre. Cela est traduit par les faibles virgations d'axes de plis dans ces zones, le développement de figures de serrage importantes (failles longitudinales à la zone, inverses ou chevauchantes), la pauvreté en fractures de second ordre de type Riedel, etc... Mais la rotation est cependant sensible : elle est marquée par la courbure d'accidents transverses importants comme la faille de Minab ou celle de Kazerun dans le Zagros.

Mais le déplacement rotationnel de l'Arabie vers le NE se combine avec un déplacement relatif presque N-S des masses continentales situées au N de l'Iran Central (fig. 4 et 80). Il en résulte que les systèmes de décrochement, associés à des aplatissements plus ou moins forts, sur des fractures anciennes de directions assez variées, ne se développent pas suivant un processus simple : il faut tenir compte de tous les mouvements relatifs possibles fonction de ces différents facteurs et de la situation de la région envisagée par rapport aux sollicitations extérieures. Ce qui peut devenir important, plus que le dispositif global, pour comprendre l'évolution structurale d'une zone, c'est la présence, ou l'absence d'un bloc en bordure de cette zone et celle des mouvements (et de leurs sens) auxquels le bloc est contraint en raison de sa place dans le système général.

La rotation senestre de l'Azerbaïdjan oriental (DIDON et GERMAIN, 1976 ; LESCUYER et RIOU, 1976) par exemple, et ses effets sur la virgation de Talesh-Moghan (SW de la mer Caspienne) ou les courbures de failles (Herowabad, Ardebil, voir carte

séismotectonique de l'Iran, BERBERIAN, 1976) peuvent être comparés à la rotation (et à ses conséquences) du bloc arabe. Les effets sont plus locaux en raison de la plus petite taille de masses mises en jeu et du pôle de rotation plus proche (sans doute à l'W de Tabriz, au N du lac de Rezaïyeh).

De même, la présence du bloc de l'Iran oriental (Est de la faille Kavir - Dorouneh - Naïn, et de celle de Deh Shir, au NE de la cicatrice Tabriz - Bazman) est sans doute responsable du plus fort aplatissement des zones de Tabriz - Bazman, d'Es-fandagheh - Marivan, et même du Zagros, au SE d'une limite se situant à peu près sur la transversale d'Esfahan. Il s'ensuit que les déplacements sur la faille de Deh Shir par exemple sont plus importants au S qu'au N, et que les failles de même famille ont également des rejets qui diminuent quand, dans la zone Tabriz - Bazman, on va vers le NW.

Une autre conséquence de ces complexités d'évolution liées à des raisons extérieures à une zone déterminée (étape de la rotation d'un bloc bordier, décrochement-aplatissement à caractères variables le long d'une même zone, etc...), est que si l'on peut décrire des "phases" successives d'une évolution structurale cela ne signifie pas qu'il existe des coupures entre elles. Au contraire, le plus souvent il s'agit d'une évolution continue d'un processus unique qui, par le jeu de rotations ou de l'intervention progressive de nouvelles conditions aux limites de la zone (par exemple orientations nouvelles de failles majeures devenant actives, intervention d'un blocage dans l'aplatissement ou le décrochement par manque de possibilité d'échappement supplémentaire, etc...), entraîne la création de nouvelles structures. Celles-ci se superposent aux formes précocement acquises, et ce sont ces superpositions que l'on dit être représentatives de phases distinctes.

Ce type d'évolution continue est particulièrement bien illustré aux bordures du Zagros. Le décrochement dextre, et surtout son activité récente, a clairement été démontré par plusieurs chercheurs (TCHALENKO et BRAUD, 1974 ; BRAUD et RICOU, 1971 ; RICOU, 1974). On admet aussi qu'il y a successivement une première phase de chevauchement du NE vers le SW, puis une phase de coulissage sous l'effet de contrainte devenues récemment presque N-S. Cette distinction est confirmée par plusieurs observations (BERTHIER et al., 1974 ; ALRIC et VIRLOGEUX, 1977, etc...).

Mais, comme on a pu le montrer par les exemples de la zone de Tabriz - Bazman, ou par la modélisation expérimentale, cette distinction n'est sans doute qu'apparente et la dualité des structures observées peut s'expliquer aisément suivant un processus continu :

- les rotations liées à la zone de décrochement entraînent des virgations d'axes de plis et il n'est pas nécessaire d'invoquer plusieurs directions de contraintes pour chacune des différentes directions axiales (RICOU, 1974, ...).

- lors d'un décrochement accompagné d'un aplatissement il se crée au départ des plis, éventuellement chevauchants (et avec des failles inverses associées) perpendiculaires à l'axe Z de la zone de décrochement (oblique sur ses limites). Dans l'évolution qui suit, ces structures sont entraînées dans une rotation, de telle sorte que plis et chevauchements (et failles chevauchantes) peuvent venir se mettre parallèles aux limites de la zone (fig. 70, 71 et 72). Les fractures de second ordre (R essentiellement, ou T décrochantes) de la zone, qui sont verticales et décrochantes, viennent se superposer aux structures tordues et éventuellement parallèles aux bordures de la zone de décrochement majeure. Il s'ensuit une apparence de superposition de deux types de déformations qui sont facilement expliquées en continuité.

Il faut souligner le paradoxe : les superpositions semblent vouloir dire que le décrochement est postérieur au chevauchement alors qu'en fait le décrochement est le point de départ, que le chevauchement en est une conséquence (sur des contraintes de second ordre dans la zone de décrochement), comme le décrochement apparent final. Tout tient donc à la rotation des axes cinématiques dans la zone de décrochement et les directions successives apparentes de raccourcissement maximal ne sont pas de même ordre : la direction N-S est de premier ordre, celle qui est NE-SW est de second ordre. On rejoint ici les notions fondamentales soulignées par RAMSAY (1967) de déformations finie et infinitésimale. Ici, en un temps précoce, les structures significatives d'une déformation en cisaillement (déformation finie de l'instant considéré) sont effectivement en cours de cisaillement (déformation infinitésimale du moment) ; à l'heure actuelle, les structures indiquant une contraction (déformation finie) sont en fait en cours de cisaillement (déformation infinitésimale) selon le même système qu'au début, mais les structures précoces ont été déplacées.

Cette complexité du chemin de la déformation que l'on doit reconstituer au travers des rotations subies par les structures successivement apparues dans une zone de décrochement comme celle de Tabriz - Bazman, est l'un des principaux enseignements que l'on peut tirer de notre étude locale d'un secteur exemplaire modélisé expérimentalement. Il semble bien que ce soit un modèle applicable à de nombreuses zones structurales en Iran. Les blocs, ou les grandes zones, sont limités par des accidents plus ou moins réguliers, souvent cachés par la couverture sédimentaire. Ce sont des sutures anciennes du socle. Ces limites conditionnent l'étendue des domaines où l'histoire géologique, au moins pendant une période donnée, est distincte de celle des domaines voisins (fig. 81). Chaque domaine peut être subdivisé par des accidents de second ordre (ou plus) éventuellement tardifs qui peuvent n'avoir qu'une importance locale

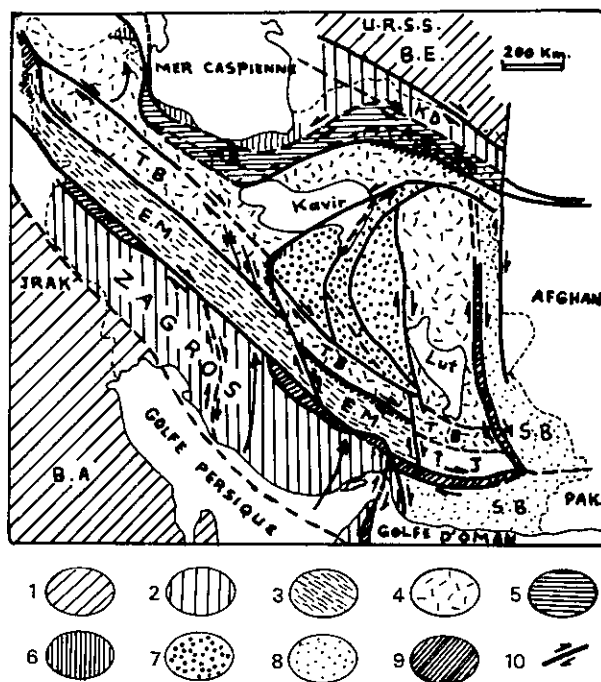


Fig. 81. Carte schématique de différentes zones structurales de l'Iran.

- 1 : Boucliers Eurasien (B.E.) et Arabe (B.A.) ;
 - 2 : Zone du Zagros (Z) et Kopet Dagh (KD) ;
 - 3 : Zone d'Esfandagheh - Marivan (E.M.) ;
 - 4 : Domaine volcanique d'Iran Central : - T.B. : cicatrice éruptive Tabriz - Bazman ; - L : zone de Lut ;
 - 5 : Zone d'Alborz - Binaloud (A.B.) ;
 - 6 : Zone Caspienne (C.) ;
 - 7 : Triangle Médian (T.M.) ;
 - 8 : Zone à flysch de Makran - Sistan (M.S.) ;
 - 9 : Zone de "Coloured Melange"
 - 10 : Failles fondamentales ;
- J: Répression de Djaz - Murian (continuation probable de la zone E.M.) ; - H : bloc d'Hilmand.

BIBLIOGRAPHIE - REFERENCE

- ABAIE, L., ANSARI, H.J., BADAQSHAN, A., and JAAFARI, A. (1963) - History and development of the Alborz and Sarajeh fields of central Iran. Proc. of the Sixth World Petroleum Congress, Frankfurt, Section II. - Paper 13 - PD3,
- AGHANABATI, S.A. (1975) - Etude géologique de la région de Kalmard (W. Tabas) (Iran Central), Stratigraphie et Tectonique; Thèse, Univ. Grenoble. France.
- ALAVI NAINI, M. (1966) - Geology of Takab area : Geol. Surv. Iran, . Rep. n° 49
- ALAVI NAINI M. (1972) - Etude géologique de la région de Djam Geological Survey of Iran, Report n° 23.
- ALAVI M., and BOLOURCHI, M.H., (1973) - Maku Quadrangle map. 1 : 250,000, with explanatory text : Geol. Survey of Iran, Quadr. A1.
- ALAVI NAINI, M., and SALEHI RAD, R. (1976) - Damghan Map, 1 : 100,000. Geol. Surv. Iran.
- ALAVI NAINI, M. and SHAHRABI, M., (1976) - Maragheh Map, 1 : 100,000, . Geol. Survey Iran.
- ALAVI - TEHRANI, N. (1976) - Geology and Petrography in the ophiolite range NW of Sabzevar. Thèse, University of Saarbrucken, Germany.
- ALBERDING, H. (1957) - Application of principles of wrench - fault tectonics of Moody and Hill to Northern South America - Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 68, pp. 785 - 790.
- ALRIC, G., et VIRLOGEUX, D. (1977) - Pétrographie et géochimie des roches métamorphiques et magmatiques de la région de Deh-Bid-Bawanat; Chaîne de Sanandaj-Sirjan, Iran. Thèse, Univ. de Grenoble - France.
- AMIDI, S. M. (1975) - Contribution à l'étude stratigraphique, pétrologique et pétrochimique des roches magmatiques de la région Natanz-Na'in - Surk (Iran central) Thèse, Univ. Grenoble - France.

- AMURSKIY, G. (1971) - The deep structures of the Kopetdagh, *Geotectonics*, n° 1, 34-40.
- ANDERSON, E.M. (1951), *The dynamics of faulting*. Oliver and Boyd, Ed London, 206 p.
- ANDRIEUX, J. et BRUNEL, M. (1977) - L'évolution des Chaînes Occidentales du Pakistan *Mém. h. sér. géol. France*, n° 8, 1977. p. 189-207.
- ANSARI, H.J. (1965) - Geology of southern Meyaneh basin in Azerbaijan, Iran : *A. A. P. G. Bull.*, vol. 49, n° 1, pp. 88-97.
- ARTHAUD, F. (1969) - Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, 7è série. t. XI, p. 729-737.
- BADGLEY, P.C. (1959) - *Structural methods for the exploration geologist*. Harper Ed., 280p.
- BADGLEY, P.C. (1965) - *Structural and tectonic principles*. Harper and Row Ed. 521 p.
- BAIER, E. (1938) - Ein Beitrag zum thema zwischengebirge; *Zentralbl. Mineral, Geol.* Abt. B, n° 11, pp. 385-399.
- BERBERIAN, M. (1972) - Two important deformational and metamorphic phases in the belt northeast of the Zagros thrust line (Iran). *Geol. Surv. Iran, Internal Rep.* 13 p.
- BERBERIAN, M. (1973) - Two important deformational and metamorphic phases in the belt northeast of the Zagros thrust line (Iran). A brief structural review of the Sanandaj-Sirjan Belt. *Geol. Surv. Iran, Int. Rep.* n° 27., 35 p.
- BERBERIAN, M., and SOHEILI, M. (1973) - Structural history of central Lut, consolidation of the supposed Lut Block during Early Kimmerian orogeny. *Geol. Surv. Iran. Int. Rep.*
- BERBERIAN, M. and NOGOLE, M.A.A. (1974) - Preliminary explanatory text of the geology of Deh Sard and Khabr maps with some remarks on the metamorphic complexes and the tectonics of the area (two 1 : 100.000 sheets from Hadjiabad Quadrangle map). *Geol. Surv. Iran, Int. Rep.*, 60 p.

- BERBERIAN, M. (1976) - Contribution to the seismotectonics of Iran (part II); Geol. Surv. Iran. Rep. n° 39.
- BERTHIER, F., BILLIAULT J.P., HALBRONN B. et MAURIZOT P. (1974) - Etude stratigraphique, pétrologique et structurale de la région de Khorramabad (Zagros - Iran). Thèse de 3^e cycle, Grenoble.
- BIOT, M. (1964) - Theory of internal buckling of a confined multilayered structure. Geol. Soc. America Bull. vol. 75, pp.563-568.
- BIOT, M. (1968) - Theory of similar folding of the first and second kind. Geol. Soc. America Bull. vol. 76, pp. 251-258.
- BOECK, H. DE, LEES G.M. et RICHARDSON F.D.S. (1929) - Contribution to the stratigraphy and tectonics of the Iranian ranges. In GREGORY J.W. Structure of Asia, p. 58-176. Londres, Methuen and Co.
- BODEUR, Y. (1976) - Evaluation de l'amplitude du décrochement cévenol par le décalage des fasciès récifaux forlandiens des environs de Ganges (Hérault). C.R. Ac. Sc. T 282, Série D, pp. 961-963.
- BOLOURCHI, M.H. (1975) - Etude géologique de la région d'Avaj (NW de l'Iran) Stratigraphie et Tectonique : Thèse, Univ. Grenoble, France.
- BOZORGNIA, F. (1965) - Qum Formation stratigraphy of the central basin of Iran, and its intercontinental position : third ECAFE Symp. on Petroleum, Nov. 10 - 12 Tokyo.
- BRACE, W.F. (1960) - Analysis of large two-dimensional strain in deformed rocks. 21^e congrès géol. intern. Copenhague 18. pp. 261-269.
- BRAUD, J. (1970) - Les formations du Zagros dans la région de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structuraux. C.R. Ac. Sc. Paris sér. D. CCLXXI. p. 1241-1244.
- BRAUD, J. et RICOU L.E. (1971) - L'accident du Zagros ou Mainthrust, un charriage et un coulissement. C.R. Ac. Sc., Paris, sér. D, CCLXXII, p. 203-206.
- BRAUD, J. (1971) - La nappe de Kuh e Garun : chevauchement de l'Iran central sur le Zagros. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XIII, p. 416-419.

- BRUNN J.H., ARGYRIADIS I., RICOU L.E., POISSON A., MARCOUX J. et GRACIANSKY P. Ch. DE (1975) - Éléments majeurs de liaison entre Taurides et Hellénides. Bull. Soc. Géol. Fr., 1976, n° 2, p. 481-498.
- CAIRE A. (1973) - La lenticulation tectonique - Exemples Jurassiens . An. Sc. Université de Besançon. Géologie 3è série, fasc. 18.
- CAMPBELL J.D. (1958), "En échelon" folding. Economic Geology, vol. 53, pp.448-472.
- CHINNERY M.A. (1966) - Secondary faulting - Can. J. Earth sci. Vol. 3, pp.163-190.
- CLOOS E. (1955) - Experimental analysis of fracture pattern. Geol. Soc. America Bull., 66, pp. 241-256.
- CRAWFORD, A.R. (1972) Iran, continental drift and plate tectonics. Proc. 24th Int. geol. Congr., Sect. 3, 106-112.
- DAHLSTROM C.D.A. (1970), Structural geology in the eastern margin of the canadian Rocky Mountains. Bull. of Canad. Petroleum Geol. vol. 18, N° 3, pp. 332-406.
- DAVIES R.G. (compiler) (1974) - Explanatory text of the Bandar-Pahlavi Quadrangle Map, 1/250.000 - Geol. Surv. Iran.
- DAVOUDZADEH M. (1972) - Geology and petrography of the area north of Nain, central Iran : Geol. Survey Iran Rep. n° 14, 89 p.
- DAVOUDZADEH M., AGHANABATI A., SHAHRABI M. (1975) - An orogenic phase of Mid-Jurassic age in northeast Iran (Binalud Mountain Range); Geodynamics of Southwest Asia, Tehran symp., 8-15 sept., Geol. Surv. Iran (abstr).
- DAVOUDZADEH, M., and SEYED-EMAMI, K., (1972) - Stratigraphy of the Triassic Nakhlak Group, Anarak region, Central Iran : Geol. Survey Iran, Rep. 28 pp. 5-28.
- DAYRE M., GAMOND J.P. et VIALON P. (1972) - Mise en évidence du rôle des fractures de décrochement de type cevenol dans la formation de certains plissements sub-alpins. 3ème Réunion annuelles des Sciences de la Terre - Montpellier avril 1975 p. 120.

- DE MORGAN J. (1905) - Mission scientifique en Perse 3, 1ère partie, Géologie stratigraphique, Paris.
- DEWEY, J.F. et BIRD, J.M. (1970) Mountain Belts and the New Global Tectonics. J. Geophys. Res., 75, 14, 2625-2647.
- DEWEY, J.F., PITMAN III, W.C., RYAN, W.B.F. and BONNIN, J. (1973) - Plate tectonics and the evolution of the Alpine systems. Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 3137-3180.
- DIDON J., GEMAIN X.M. (1976) - Le Sabalan, volcan plio-quadernaire de l'Azerbaïdjan oriental (Iran) - Etude géologique et pétrographique de l'édifice et de son environnement régional. Thèse 3è cycle, Fac. Sci. Univ. Grenoble.
- DIMITRIJEVIC M.D. (1973) - Geology of Kerman region : Geol. Survey Iran rep., Yu/52.
- DONAL M. RAGAN (1968) - Structural geology. An introduction to geometrical techniques. John Wiley and Sons Ed. London. 169 p.
- DONN W.L. and SHIMER J.A. (1958) - Graphic methods in structural geology. Appleton Century Crofts, 180 p.
- EFTEKHAR-NEZHAD, J. (1973) - East Iranian Sedimentary basin and its relation to the plate tectonics : Memories of the faculty of Eng. Univ. Tehran, n° 22, pp. 218-227. (en Persan).
- EFTEKHAR-NEZHAD, J. (1973) - Mahabad Quadrangle map, 1/250.000; Geol. Survey Iran (non publiée).
- EFTEKHAR-NEZHAD, J. (1975) - Brief description of tectonic history and structural development of Azarbaïdjan; Geol. Surv. Iran, Inter. rep.
- FABRE D., ROBERT J.P. (1976) - Analyse expérimentales des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications. Ann. Soc. Géol. Nord. T XCV, 3, pp. 175-182.
- FABRE D. (1976) - Quelques observations sur la déformation des matériaux cohérents au cours d'essais de laboratoire. Essai d'application à l'analyse structurale des massifs rocheux. Thèse de docteur ingénieur - Grenoble - 210 pages.

- FALCON N.L. (1961) - Major earth flexuring in the Zagros Mountains of South-West Iran. Quart. Jour. geol. Soc. London 157, p. 367-376.
- FALCON N.L. (1967) - The geology of the North East margin of the arabian shield. Advancement in Science. sept., p. 31-42 - Londres.
- FLINN D. (1962) - On folding during three dimensional progressive deformation. Quart. Journ. Geol. Soc. London. 118, pp. 385-433.
- FREUND R. (1970) - Rotation of strike slip fault in Sistan, Southeast Iran J. of Geol. Vol. 78 (2), pp. 188-200.
- FREUND, R. (1974) - Kinematics of transform and transcurrent faults tectonophysics, v. 21, n° 1/2, pp. 93-134.
- FURON R., et MARIE P. (1939) sur la microfaune des marnes aquitaniennes à Lépidocyclines de Qum, Compt. rend. Soc. Géol. France.
- FURON R. (1941) - Géologie du plateau iranien. Mém. Mus.Hist. Nat. N. S. 7.
- FURRER, M.A. and SODER, P.A. (1955) - The Oligo-miocène marine Formation in the Qum region (Central Iran), 4th World Petroleum Congress, Rome, Section I/A/5, Paper 1 pp. 267-277.
- GAMOND J.F. (1972) - Les plis coniques : analyses théorique et implications mécaniques Thèse de 3ème cycle - Grenoble - 107 pages.
- GANSSER, A. (1955) - New aspects of the geology in Central Iran, 4th World Petrol. Congr. Rome, Section 1/A/5, p. 278-300.
- GOGUEL J. (1945) - La tectonique de fond dans les Alpes externes. B.S.G.F. (5) XIV pp. 207-212.
- GOGUEL J. (1963) - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. B.S.G.F. 7, 5, n° 1, pp. 20-30.
- GRATIER J.P., LEJEUNE B., VERGNE J.L. (1973) - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse de 3ème cycle - Grenoble - 289 pages.

- GRUNEISEN P., HIRLEMAN G., JANOT P., RUHLAND M. (1973) - Analyse de la fracturation naturelle d'une structure plissée : l'anticlinal de la Lance (Drôme). Sci. Geol. Bull. Strasbourg 26, 2-3 pp. 161-186.
- HADJIAN, J., and ZAHEDI, M. (1967) - Geology of the Sanandaj area (Iran); Geol. Surv. Iran, Inter. Rep.
- HADJIAN J. (1970) - Géologie de la région de Tafresh, Iran . Thèse Univ. Lyon, France.
- HAFNER W. (1951) - Stress distributions and faulting. Bull. Soc. Geol. America Vol. 62 pp. 373-398.
- HAGHIPOUR A. (1971) - Hercynian mouvements in Iran. Geol. Surv. Iran, Int. rep. 79, Tehran.
- HAGHIPOUR A. (1974) - Etude géologique de la région Biabanak - Bafgh (Iran central). Thèse d'Etat, Univ. de Grenoble.
- HAGHIPOUR A., SABZEHEI, M. (1975) - The existence of mobile zones between platform blocks and their structural character in Iran. Geodynamics of south west Asia, Tehran Symp., 8-15 sept., Geol. Surv. Iran (abst.)
- HAGHIPOUR, A. and AGHANABATI, S.A. - Serow Quadrangle map, 1:250,000 . Geol. Survey Iran (à paraître).
- HANCOCK P.L. (1972) - The analysis of "en echelon" veins. Geol. Mag. 109 (3) pp.269-276.
- HANSEN E. (1971) - Strain facies. George Allen and Unwin. Ed. London, 207 p.
- HAMAN P.J. (1961) - Manual of the stereographic projection for a geometric and kinematic analysis of folds and faults. West Canadian Research Publications. Calgary-Alberta, 67 p.
- HARDING T.P. (1974) - Petroleum traps associated with wrench faults. Am. Ass. Petroleum Geol. Bull. Vol. 58 n° 7, pp. 1290-1304.
- HARRISON, J.V., FALCON, N.L. (1969) - Is the Zagros fault line of Iran a wrench fault ? Geol. Mag., 106 (6), 608
- HAYNES S.J. and Mc QUILLAN H. (1974) - Evolution of the Zagros Suture Zone, Southern Iran. Geol. Soc. Am. Bull., V. 85, P. 739-744.

- HENSON F.R.S. (1950) - Cretaceous and Tertiary Reef Formations and associated sediments in the Middle East. Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol., 34, 2.
- HILLS E.S. (1972) - Elements of structural geology 2nd ed. Science Paperbacks, London, 502 p.
- HOUSHMAND-ZADEH A., SABZEHEI M., BERBERIAN M. (1972) - A brief note on early Kimmerian orogeny and high grade metamorphism in the Sanandj-Sirjan Belt, Iran Geol. Surv. Iran, int. Rep.
- HOUSHMAND-ZADEH et Al (1972) - L'étude de problèmes de phases de déformations et métamorphismes dans la zone Shahr Kord-Sanandadj (texte en persan), Geol. Surv. Iran, int. Rep. Tehran; proc. Iran. Geol. Symp. (1973) Iranian petroleum Institute, Tehran.
- HOUSHMAND-ZADEH, A., (1973) - Precambrian Metamorphic episodes in Iran; Short review : Geol. Survey of Iran, Geol. Note 62.
- HUBER, H. (1953) - Geological report on the upper Qarachai area, between Saveh and Hamadan; N.I.O.C.
- HUBER, H. (1968) - Tectonics map of Kopet Dagh and surrounding area, 1/100.000. Int. Session on Tectonic Maps of Europe, the Near and Middle East, Baku, 1968.
- HUCKRIEDE, R., M. KURSTEN and H VENZLAFF, (1962) - Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran) : Geol. Jahrb, Beihft. 51, 197 p.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION FOR THE TECTONIC MAP OF THE WORLD (1962) - International tectonic map of Europe, scale 1:2,500.000 : 1st ed. Akad. Nauk SSSR, Moscow, Commission for Tectonic Maps.
- JUNG D. (1975) - The geochemistry of young volcanic rocks in Iran and plate tectonics. In Geodynamics Project, Deutscher Landesausschuss für Geodynamik/D F G, August 1975; Bonn, P. 58-62.
- JAMES, G.A. and J.G. WYND (1965) - Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement area : Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 49, P. 2182-2245.
- KAZMI A.H. (1974) - Tectonic map of Pakistan, 1:2,500 000, with tectonic columns and explanatory notes : Geol. Survey Pakistan (unpublished).

- KENT P.E., SLINGER F.C., THOMAS A.N. - Stratigraphical exploration surveys in South-West Persia, Proc. 3rd World Petroleum Congr., the Hague, sect. 1, 1951.
- KHAIN, V.E. and E.E. MILANOVSKY (1963) - Structure tectonique du Caucase d'après les données modernes, in Livre à la mémoire du Prof. P. FALLOT, tome II : Soc. Géol. France Mém., p. 663-703.
- KHAIN, V.E., and MILANOVSKY E.E. (1968) - Main features of the Development of the Alpine - Mediterranean - Indonesian Belt, : 23rd I.G.C. Prague, Proceedings of Section 3, Orogenic Belts, PP. 35-41.
- LAJTAI E.Z. (1969) - Mechanics of second order faults and tension gashes. Geol. Soc. Am. Bull. 80, II. pp. 2253-2272.
- LAPPARENT A.F. DE (1972) - Esquisse géologique de l'Afghanistan : Revue Géogr. phys. Geol. dyn. , v. XIV, fasc. 4, p. 327-338.
- LAPPARENT A.F. DE (1972) - L'Afghanistan et la dérive du Continent indien : Revue Geogr. phys. Géol. dyn.,v.XIV, fasc. 4, p. 449-455.
- LESCUYER J.L., RIOU R. (1976) - Géologie de la région de Mianeh (Azerbaïdjan), contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran. Thèse 3ème cycle Fac. Sci. Med. Université de Grenoble.
- LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL (1972) - Vol. III - Asie, Fascicule 9b Iran Paris, C.N.R.S.
- LILLIE F. (1974) - Analyse tectonique et fracturation des gisements uranifères de Vendée. Thèse de 3ème cycle, Strasbourg, 101 pages.
- MAJIDI B. (Compiler) - in press - Explanatory text of the Hamadan Quadrangle Map, 1/250 000, Geol. Surv. Iran Geol. Quad.n° D.6.
- MAJIDI B. (1978) - Etude petrostructurale de la région de MASHHAD (Iran). Les problèmes des métamorphites, serpentinites, et granitoïdes "hercyniens". Thèse de Docteur Ingénieur, Univ. de Grenoble.
- MATTAUER M. (1973) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann Ed. Paris, 493 p.

- Mc KINSTY H.E. (1953) - Shear of the second order. *Ame. Jour. Sci.* 251 pp. 401-414.
- Mc QUILLAN H. (1974) - Fracture patterns on Kuh-e-Asmari anticline South west Iran. *Am. Ass. Petroleum Geologists Bull.* Vol. 58, n° 2, pp. 236-246.
- MOHAFAZ S. and MOSHTAGHIAN A. (1963) - Geology and oil possibilities of Khur - Jandagh-Biabanak Area : N.I.O.C., Géol. rep. 250.
- MOHAJER-ASHJAI, A., BEHZADI, H., BERBERIAN, M. (1975) - Reflections on the rigidity of the Lut Blok and recent deformation in eastern Iran. *Tectonophysics*, V. 28, pp. 281-301.
- MOODY J.P. and HILL M.J. (1956) - Wrench - fault Tectonics. *Bull. of the geol. Soc. of America*, vol. 67, pp. 1207-1246.
- MOODY J.P. (1973) - Petroleum Exploration Aspects of Wrench - Fault Tectonics; *A.A.P.G. Bull.*, v. 57, n° 3, p.449-476.
- MOSTOFI, B., and E. FREI (1959) - The main sedimentary basins of Iran and their oil possibilities : 5th World Petroleum Cong. Proc., New York, Sec. I, paper 17, 10p.
- MOSTOFI, B. and GANSSER, A. (1957) - The Story Behind the 5 Alborz; *The Oil and Gas Journal*, pp. 74-84 (January 21).
- MOURATOV, M.V. (1972) - Main Structural Elements of the Crust on Continents, their inter-relation ans Age : 24th I.G.C. Montreal section 3, *Tectonics*, pp. 71-78.
- MUEHLBERGER W.R. (1961) - Conjugate joint sets of small dihedral angle. *Journal of Geologie* vol. 69, pp. 211-219.
- NABAVI, M.H. (compiler) (1971) - Yazd Quadrangle map, 1:250,000, *Geol. Survey Iran Quadrangle*, n° H9.
- NABAVI, M.H. and AMIDI, S.M. (compliers) - Nain Quadrangle map, 1:250,000 : *Geol. Survey Iran (à paraitre)*.
- NABAVI, M.H. (1975) - Caledonien movements and the "Caledonides" in Iran. *Geodynamics of Southwest Asia*, Tehran Symp. 8-15 sept., *Geol. Surv. Iran (Abst.)*.
- NABAVI, M.H. (1976) - Préface à géologie de l'Iran (Texte en Persan) *Service géol. de l'Iran*.

NATIONAL IRANIAN OIL COMPANY (1959) - Geological map of Iran.

NOGOLE-SADATE, M.A.A. (1972) - Etude des variations latérales de facies des assies de Jurassique Sup. Cretace inf. dans la région de Deh Sard (SE de Sirdjan, Iran) : Géol. Surv. Iran, Inter. Rap., texte en persan.

NOGOLE-SADATE, M.A.A. (1973) - Etude Stratigraphique et Tectonique de la région de Qom (Iran), Thèse, Univ. Téhéran, texte en persan.

NOGOLE-SADATE, M.A.A. (1973) - Rapport préliminaire sur la quadrangle de Marivan (w. de l'Iran); Geol. Surv. Iran, Inter. Rap., texte en persan.

NOGOLE-SADATE, M.A.A. (1974) - Rapport préliminaire d'études géologiques dans la région de Bazman (Iran) : Geol. Surv. Iran, Int. Rep, texte en persan.

NOGOLE-SADATE, M.A.A. (1974) - Geological Map of the Bazman area 1:100.000, Géol. Surv. Iran, not published.

NOGOLE-SADATE, M.A.A. (1975) - Structural evolution of the kaskine sedimentary basin during Tertiary (E. of Bazman, Iran) : not published.

NOGOLE-SADATE, M.A.A. (1976) - Explanatory text of the Bazman Sheet, 1:100.000, Géol. Surv. Iran, Inter. Rep.

NOGOLE-SADATE, M.A.A. (1976) - Geological map of Marivan Quadrangle, 1:250.000, Géol. Surv. Iran, not published.

NOGOLE-SADATE, M.A.A. (1977) - Hercynian deformations and related metamorphisme in Baneh - Mahabad area (NW of Esfandagheh - Marivan zone), not published.

NOWROOZI, A.A. (1971) - Seismo-tectonics of the Persian plateau, Eastern Turkey, Caucasus and Hindu-Kush regions. Bull. Seismol. Soc. Amer., 61, 2, 317-341.

NOWROOZI A.A. (1972) - Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East : Seismol. Soc. America Bull., v. 62, n° 3, p. 823-850.

PHILLIPS C.F. (1955) - The use of the stereographic projection in structural geology. Arnold Ed. London 73 p.

- POURKERMANI M. (1977) - Etude tectonique et microtectonique dans la chaîne de Sanandaj - Sirjan (Iran). Son rapport avec l'accident du Zagros (Région d'Equilid-Deh-Bid) - Thèse 3ème cycle Paris-Sud-Orsay.
- PRICE N.J. (1966) - Fault and joint development in brittle and semibrittle rock. Pergamon Press. Ed. London. 176 p.
- RAMBERG H. and STRÖMGÅRD K.E. (1971) - Experimental tests of modern buckling theory applied on multilayered media. Tectonophysics, II, n° 6, pp. 461-472.
- RAMSAY J.G. (1967) - Folding and Fracturing of rocks. Mc Graw Hill. Ed. London, 568 p.
- RAMSAY J.G. et GRAHAM R.H. (1970) - Strain variation in shear belts, Canadian Journ. of Earth Sciences. 7, pp. 786-813.
- RAMSAY J.G. (1974) - Development of chevron folds. Geol. Soc. America Bull. vol. 85 pp. 1741-1754.
- RICOU L.E. (1974) - L'évolution géologique de la région de Neyris (Zagros iranien) et l'évolution structurale des Zagrides. Thèse Univ. Orsay, n° AD. 1269.
- RICOU L.E., BRAUD J. et BRUNN H. (1977) - Le Zagros; Mém. h. sér. Soc. Géol. France, n° 8, p. 33-52.
- RIEDEL W. (1929) - Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. Zentralbl. F., Min., Geol., u. Paläont., pp. 354-368.
- ROBERT, J.P. (1976) - Les décrochements; fracturation et mouvements de blocs associés; exemples des massifs subalpins dauphinois. Thèse de 3ème cycle Univ. Grenoble, France.
- RONALD E., WILCOX R.E., HARDING T.P., SEELY D.R. (1973) - Basic wrench tectonics. Am. Ass. Petroleum Geologists Bull. Vol. 57, n° 1, pp. 74-96.
- RUHLAND M (1973) - Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux. Sci. Géol. Bull. Strasbourg. 26 2/3. pp.91-113.
- RUTTNER A., NABAVI M.H. and HAJIAN J. (1968) - Geology of the Shirgesht area (Tabas area, East Iran) : Geol. Survey Iran, Rep. n° 4, 133 p.

- SABZEHI M. (1974) - Les mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran méridional). Etude pétrologique et structurale. Interprétation dans le cadre iranien. Thèse, Univ. Grenoble, n° A0 9753.
- SABZEHI M. (1975) - Proposed new geodynamic model for the evolution of metamorphic events in orogenic belts. Geodynamics of south west Asia, Tehran Symp., 8-15 sept., Geol. Surv. Iran (abst.).
- SCHROEDER, J.W. (1944) - Essai sur la structure de l'Iran : Eclog. géol. Helv., vol. 37, n° 1, pp. 37-81.
- SEYED-EMAMI K., BRANTS A., et BOZORGNIA F. (1971) - Stratigraphy of the Cretaceous Rocks Southeast of Isfahan. Geol. Surv. Iran. Report, n° 20, p. 5-40.
- SKEMPTON A.W. (1965) - Some observations on tectonic shear zones. 1er Congrès Inter. de mécanique des roches, Lisbonne 1966, pp. 329-335.
- STAHL, A.F., VON (1911) - Persien : Hndbch Reh. Geol., Vol. 22, n° 2, 21 p.
- STÖCKLIN, J. (1952) - Stratigraphical investigation in the Qum - Arak - Gulpaigan-Delidjan area (Iran); N.I.O.C., Geol. Rep. n° 95.
- STÖCKLIN, J. (1954) - Geology of Kuhistan - i - Qum and Ravand Area; N.I.O.C., Geol. Rep. n° 126.
- STÖCKLIN, J. (1974a) - Northern Iran : Alborz Mountains; in A.M. Spencer (ed.), Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts ; Geol. Soc. London, Spec. Publ., n° 4, p. 213-234.
- STÖCKLIN, J. (1974b) - Possible ancient continental margins in Iran; in C.A. Burk and C.L. Drake. The Geology of Continental Margins, p. 873-887, New York, Springer.
- STÖCKLIN, J. (1977) - Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia, Mem.h sér. Soc. Geol. France, n° 8, p. 333-353.
- TAKIN, M. (1972) - Iranian geology and continental drift in the Middle East; Nature, v. 235, p. 147-150.

- TAKIN, M. (1973) - Geological history and tectonics of Iran in a discussion of continental drift in the Middle East. Proc. 1st Iran Geol. Symp., Iranian Petroleum Institute, Tehran, Iran; and Regional Meeting Inter-Union Commission on Geodynamics, Haydarabad, India.
- TAKIN, M. (1975) - Tectonic history of southwestern Iran and a simple explanation of the seismicity in Zagros mountains. Geodynamics of south-west Asia, Tehran, Symp., 8-15 sept., Geol. Surv. Iran (Abst.).
- TAPPONNIER, P. et MOLNAR, P. (1976) - Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. Nature, Vol. 264, n° 5584, pp. 319-324.
- TARAZ H. (1972) - Géologie de la région Surmaq-Deh Bid Iran Central. Thèse Univ. Paris-Sud, Centre Orsay.
- TARAZ, H. (1973) - Iranian tectonics and the problem of Median Mass. Proc. 1st, Iran, Géol. Symp., Iranian Petroleum Institute, Tehran, Iran (en Persan).
- TARAZ, H. (1975) - Some principal facts in the tectonics of Iran. Geodynamics of south west Asia, Tehran Symp., 8-15 sep., Geol. Surv. Iran (Abst.).
- TARKIAN, M. (1972) - Geologie, Petrographie und Geochemie der Magmatite südlich von Ardestan (Zentral-Iran). Diss. Hamburg, 177 S.
- TCHALENKO J.S., AMBRASEYS N.N. (1970) - Structural analysis of the Dasht - e Bayaz (Iran) earthquake fractures. Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 41-60.
- TCHALENKO J.S. et BRAUD J. (1974) - Seismicity and structure of the Zagros (Iran) : The Main Recent Fault between 33 and 35°N. Phil. Trans. r. Soc. London. A 277, p. 1-25.
- TCHALENKO J.S. (1975) - Seismicity and structure of the Kopetdagh (Iran, U.S.S.R.) PTRMAD 278 (1275), 1-28 (1975).
- THIELE O. et al. (1968) - Explanatory text of the Golpaygan Quadrangle Map 1/250 000 Geol. Surv. Iran, Geological Quadrangle n° E 7.
- THOMAS G.E. (1974) - Lineament block tectonics : williston-Blood Creek Basin Am. Ass. Petroleum Geologists vol. 58, n° 7, pp. 1305-1322.

- TURNER, F.J. et WEISS, L.E. (1963) - Structural analysis of metamorphic tectonites. Mc Graw Hill, Ed. New York, 545 p.
- VATAN, A. (1964) - Guide géologique de la région de Qum (Iran) : Univ. Téhéran, 42 p. ronéo.
- VATAN, A. et YASSINI, I. (1969) - Les grandes lignes de la géologie de l'Elbourz central dans la région de Téhéran et la plaine de la Caspienne : Rev. Inst. Fr. Pétrole, Vol. XXIV n° 7-8, pp. 841-1006.
- VIALON P., SABZEHI M. et HOCHUMANDZADEH A. (1972) - Proposition d'un modèle de l'évolution pétro-structurale de quelques montagnes iraniennes, comme une conséquence de la tectonique des plaques. 24^e Congr. géol. inter. Canada, 3^e sect., p. 196-208. Montréal.
- VIALON P. (1974) - Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné : Leur place dans la collision des éléments du socle Préalpin. Conséquences pétrostructurales. Bull. Suisse Miner. Pétrog. Vol. 54, 2-3 pp. 663-690.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1976) - Eléments de tectonique analytique. Masson éditeur - Paris.
- VIALON P., BOUDON J., GAMOND J-F., GRATIER J-P., ROBERT J-P., DEPARDON J-P., GAY M., RUHLAND M. (1976) - L'arc alpin occidental : Réorientation de structures primitivement Est-Ouest par glissement et étirement dans un système de compression Nord Sud ? Eclog. géol. Helv. Vol. 69/2, pp. 509-519.
- WEGMANN C.E. (1951) - L'analyse structurale en géologie. Actualité Scient. 1156. Sc. de la Terre. Paris, p. 55-64.
- WEISS L.E. (1959) Geometry of superposed folding. Geol. Soc. America. Bull., vol. 70, pp. 91-106.

- WELLS A.J. (1969) - The crush zone of the Iranian Zagros mountains, and its implications; Geol. Mag., v. 106, n° 5, p. 385-394.
- WHITTEN E.H.T. (1966) - Structural geology of folded rocks. Rand Mc Nally and Co. Chicago. 663 p.
- WILSON G. (1961) - The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. Ann. Soc. géol. Belgique, 84, pp. 422-548.
- WILCOX R.E., HARDING T.P., and SEELY D.R. (1973) - Basic Wrench Tectonics; A.A.P.G. Bulletin, v. 57, n° 1, p. 74-96.
- ZAHEDI M. et al., (1968) - Geological report of western part of the Sanandaj quadrangle with map. 1/100 000 : Geol. Surv. Iran; Int. Rep.
- ZAHEDI M., (1973) - Etud geologique de la région de Soh (W. de l'Iran Central) : Geol. Survey Iran. Rep. 27.
- ZAHEDI M., (1976) - Najefabad Map, 1/100 000 : Geol. Survey Iran.

LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1. Quelques données géographiques de la zone Tabriz-Bazman.....	6
Fig. 2. Generalized tectonic map of Iran.....	9
Fig. 3. Tectono-Sedimentary provinces of Iran.....	11
Fig. 4. Les principales subdivisions tectoniques en Iran.....	14et15
Fig. 5. Diagramme en rosace des directions structurales majeures de la cicatrice Tabriz-Bazman.....	28
Fig. 6. Fractures d'une zone de cisaillement dextre.....	30
Fig. 7. Variations de la température moyenne, maximale, intermédiaire et minimale, à la station de Qom pour les années 1970-1975.....	42
Fig. 8. Schéma géologique simplifié de la région de Qom.....	45
Fig. 9. Légende des cartes géologiques détaillées dans la région de Qom.....	46
Fig. 10. Coupe de la L. R. F. dans le Kuh-e-Do Baradar.....	48
Fig. 11. Coupe de Mil-Do Tchah.....	54
Fig. 12. Coupe de Kamar Kuh.....	55
Fig. 13. Carte géologique de la partie occidentale de l'anticlinal de Bouroune.....	57
Fig. 14. Variation de faciès de la région de Gheshlagh-e-Nabile.....	58
Fig. 15. a) Coupe de l'Idajik-Oghoune b) Coupe de Nardaghi.....	60
Fig. 16. Carte géologique du Kuh-e-Nardaghi.....	62
Fig. 17. Coupe de Do Baradar - Ghiztakhti.....	64
Fig. 18. Coupes du Kuh-e-Sefid.....	66
Fig. 19. Carte géologique du Kuh-e-Sefid.....	67
Fig. 20. Schéma de corrélations stratigraphiques entre les différentes unités de la Formation de Qom dans la région étudiée.....	68 et 69
Fig. 21. Variations de faciès dans l'unité OM 14.....	75
Fig. 22. Log synthétique de la U. R. F. dans le Kuh-e-Yazdan.....	81
Fig. 23. Localisation des coupes et des stations d'analyse structurale.....	85
Fig. 24. Symboles utilisés dans les diagrammes stéréographiques.....	86
Fig. 25. Stéréogrammes des pôles de stratification et des axes du pli dans l'anticlinal de Mil - Do Tchah.....	87
Fig. 26. Carte géologique du Kuh-e-Mil.....	88

Fig. 27. Tectonogramme schématique montrant la géométrie de l'anticlinal de Mil - Do Tchah	89
Fig. 28. Stéréogrammes des pôles de stratifications et des axes du pli dans le synclinal de Yazdan.....	91
Fig. 29. Stéréogramme des pôles de stratifications et plongement d'axe de la terminaison périclinale occidentale de l'anticlinal de Bouroune.....	92
Fig. 30. Stéréogrammes des pôles de stratifications et des axes du pli de l'anticlinal de Bouroune.....	93
Fig. 31. Carte géologique d'Idajik - Oghoune - Gandab.....	94
Fig. 32. Stéréogrammes des pôles de stratifications et des axes du pli dans le synclinal d'Idajik.....	95
Fig. 33. Stéréogrammes des pôles de stratifications: a) entre Kuh-e-Nardaghi, Kuh-e-Khezr et Kolah Ghazi b) à l'Ouest de Kuh-e-Do Baradar.....	97
Fig. 34. Stéréogrammes des pôles de stratifications et des axes du pli dans la terminaison occidentale de l'anticlinal de Khezr.....	98
Fig. 35. Stéréogrammes des pôles de stratifications et des axes du pli du synclinal de Ghiz Takhti.....	99
Fig. 36. Carte géologique du Kuh-e-Do Baradar.....	101
Fig. 37. Stéréogramme du pli parasite "singulier" de Do Baradar.....	102
Fig. 38. Stéréogrammes des pôles de stratifications et des axes du pli de l'anticlinal de Lankroud.....	103
Fig. 39. Carte géologique de la région accidentée par la faille de Bouroune (NW du Kuh-e-Idajik).....	107
Fig. 40. Coupe structurale du flanc inverse de l'anticlinal de Bouroune montrant le jeu de la faille de Bouroune.....	108
Fig. 41. Tectonogramme montrant la nature des mouvements le long de la faille de Bouroune....	108
Fig. 42. Stéréogramme de la faille de Kamar Kuh.....	109
Fig. 43. Stéréogramme de la faille de Khezr.....	110
Fig. 44. Stéréogramme de la faille de Ghiz Takhti.....	111
Fig. 45. Stéréogramme de la faille de Lankroud.....	111
Fig. 46. Stéréogramme de la faille d'Idajik.....	113
Fig. 47. Tectonogramme schématique montrant le mouvement des failles transversales de Do Tchah.....	114
Fig. 48. Coupe schématique montrant la surface de glissement dans le Takht-e-Sanambar.....	114
Fig. 49. Stéréogramme des failles à l'Ouest de Mil.....	115
Fig. 50. Stéréogrammes des diaclases dans le chafon de Do Tchah.....	117
Fig. 51. Stéréogrammes des diaclases dans l'anticlinal de Bouroune.....	118

Fig. 52. Stéréogrammes des diaclases et des schistosités dans le synclinal d'Idajik.	119
Fig. 53. Stéréogramme des diaclases dans la région de Nardaghi - Khezt.	120
Fig. 54. Répartition des diaclases dans le synclinal de Ghiz Takhti.	120
Fig. 55. Répartition des diaclases dans l'anticlinal de Lankroud.	121
Fig. 56. Organisation des diaclases dans un pli.	122
Fig. 57. Répartition des diaclases associées à une zone de décrochement dextre de direction N 126.	124
Fig. 58. Schémas montrant la géométrie possible de la zone de décrochement se couchant vers le NE.	124
Fig. 59. Coupe schématique du Kuh-e-Khezt.	126
Fig. 60. Coupes structurales schématiques montrant la zone faillée de Bouroune.	130
Fig. 61. Directions des axes cinématiques de la région de Qom.	135
Fig. 62. Variations des relations angulaires entre les diaclases longitudinales et les plans de stratifications, par l'effet des glissements couche sur couche.	137
Fig. 63. Effet de la rotation au cours du cisaillement sur la relation angulaire entre les diaclases Dd et Dg.	137
Fig. 64. Distribution des fractures de cisaillement jusqu'au troisième ordre dans un décrochement dextre N 130.	139
Fig. 65. Les failles majeures de la région de Qom et les fractures de troisième ordre qui peuvent être associées.	141
Fig. 66. Modèle interprétatif des déformations dans la région de Qom.	142
Fig. 67. Moyens utilisés pour les essais expérimentaux.	148
Fig. 68. Schémas montrant les différents types de déformation.	150
Fig. 69. Les différentes ellipses de déformation en fonction de l'angle α	151
Fig. 70. Couches d'argiles déformées ($\alpha : 45^\circ$).	152
Fig. 71. Éléments structuraux liés à une couche d'argile déformée.	153
Fig. 72. Stades successifs de la déformation d'une couche d'argile.	154
Fig. 73a. Apparition d'une faille d'extension décrochante synthétique (ici dextre) sur la couche d'argile.	155
Fig. 73b. Déformation de la couche d'argile ($\alpha : 30^\circ$).	156
Fig. 74. Tectonogramme montrant l'aplatissement différentiel d'un pli dans une zone de décrochement.	157
Fig. 75. Deux systèmes de fractures conjuguées associées au mouvement décrochant le long de la faille de Khezt (au NE de Do Baradar) et ouverture différentielle (zones actuellement remplies de calcite) par rotation.	158
Fig. 76. Effet de poinçonnement du chafnon de Tarom (créé par la faille de Qazvin); et rotation apparente des traits structuraux au N de Saveh.	165

Fig. 77. Relations géométriques entre les différents éléments structuraux de la cicatrice
Tabriz-Bazman, attribuée à une zone de décrochement dextre..... 166

Fig. 78. Création de secteurs en transtension ou en transpression dans une zone de
décrochement dextre..... 167

Fig. 79. Schéma montrant les trois directions principales de fractures dans le socle..... 171

Fig. 80. Schéma montrant les principales zones structurales, les directions de déplacement
des compartiments, et les trois directions principales de décrochement..... 171

Fig. 81. Carte schématique de différentes zones structurales de l'Iran..... 175

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I. Variations des directions de fractures majeures dans la cicatrice éruptive
de Tabriz-Bazman..... 29

Tableau II. Différentes formations de la région de Qom..... 44

LISTE DES PLANCHES

Planche I. Carte structurale de la cicatrice éruptive Tabriz-Bazman

Planche II. Carte structurale de la région de Qom

TABLE DES MATIERES

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS

RESUME

ABSTRACT

Page

CHAPITRE I

I. INTRODUCTION

I.A. BUTS DE L'ETUDE - PRESENTATION DES PROBLEMES	1
I.B. CHOIX DE LA ZONE ETUDIEE	3
I.C. CADRE GEOGRAPHIQUE	4
I.D. METHODES DE TRAVAIL	5
I.E. LES DIVISIONS STRUCTURALES MAJEURES	7
I.E. 1. Introduction	8
I.E. 2. Cadre structural de l'Iran	8
	12

CHAPITRE II

II. HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA CICATRICE TABRIZ - BAZMAN

II.A. PRESENTATION	17
II.A. 1. Zone de l'Iran Central	19
II.A. 2. Zone d'Esfandagheh - Marivan	19
II.B. ASPECTS GENERAUX DE LA ZONE TABRIZ- BAZMAN	20
II.B. 1. Le socle métamorphique précambrien	23
II.B. 2. Du Précambrien au Trias moyen	23
a. Les roches à faciès plateforme	24
b. Les roches métamorphisées des zones mobiles	24
II.B. 3. Trias supérieur - Jurassique	25
II.B. 4. Crétacé	25
II.B. 5. Les "coloured Mélange"	26
II.B. 6. Tertiaire et Quaternaire	26
II.C. TRAITS STRUCTURAUX MAJEURS DE LA CICATRICE TABRIZ - BAZMAN	27
II.C. 1. Les failles	27

	<u>Page</u>
II.C.1.1. Les failles fondamentales, failles D N125-130°E	30
II.C.1.2. Les failles satellites de type R (Riedel)	33
II.C.1.3. Les failles satellites de type P	33
II.C.1.4. Les failles satellites de type T	
II.C.1.5. Les failles inverses ou chevauchantes	35
II.C.1.6. Les failles satellites de type R'	35
II.C.2. Les plis	35
II.D. CONCLUSIONS PARTIELLES SUR L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA CICATRICE ERUPTIVE TABRIZ - BAZMAN	36

CHAPITRE III

<u>III. ETUDE DE LA VIRGATION DE QOM</u>	39
III.A. INTRODUCTION	41
III.A.1. Présentation	41
III.A.2. Aperçu géographique	41
III.A.3. Historique des travaux antérieurs	43
III.B. LITHOSTRATIGRAPHIE	43
III.B.1. Présentation	43
III.B.2. Formation Rouge Inférieure (Lower Red Formation : L.R.F.)	47
III.B.3. Formation de Qom	50
III.B.3.1. Généralités	50
III.B.3.2. Subdivisions anciennes de la Formation de Qom	51
III.B.3.3. Les problèmes des variations de faciès	53
a. Coupe de Mil-Do Tchah	53
b. Coupe de Kamar Kuh	56
c. Coupe de Nabile	57
d. Coupe de l'Idajik - Oghoune	59
e. Coupe de Nardaghi	61
f. Coupe de Do Baradar - Ghiztakhti	63
g. Coupes de Kuh-e-Sefid	65
III.B.3.4. Corrélations stratigraphiques entre les différentes unités	65
III.B.3.5. Présentation des subdivisions lithostratigraphiques adaptées de la Formation de Qom	71
1. Partie inférieure = OM _i	72
- OM11 : Unité des calcaires gréseux basaux	72
- OM12 : Unité des marnes gréseuses	73
- OM13 : Unité des marno-calcaires	74
- OM14 : Unité à faciès subcontinentale	74

	<u>Page</u>
2. Partie moyenne = OMm	76
- OMm1 : Unité des calcaires à bryozoaires	76
- OMm2 : Unité des marnes	77
- OMm3 : Unité gypseuse	77
3. Partie supérieure = OMu	77
- Unité des marnes supérieures	77
- Unité des calcaires terminaux	78
- Unité évaporitique finale	78
III.B.3.6. Age de la Formation de Qom	79
III.B.4. Formation Rouge Supérieure (Upper Red Formation : U.R.F.)	80
III.B.5. Les conglomérats du Néogène terminal	82
III.B.6. Quaternaire	83
III.B.7. Volcanisme	84
III.C. ANALYSE STRUCTURALE	84
III.C.1. Généralités	84
III.C.2. Analyse géométrique des éléments structuraux	89
III.C.2.1. Les plis	89
- Anticlinal de Mil-Do Tchah	89
- Synclinal de Yazdan	90
- Anticlinal de Bouroune (ou de Kamar Kuh)	92
- Synclinal d'Idajik	95
- Anticlinal d'Oghoune	96
- Anticlinal de Khezr	95
- Synclinal de Ghiz Takhti	98
- Pli parasite "singulier" de Do Baradar	100
- Anticlinal de Lankroud	102
- Autres structures plissées	102
III.C.2.2. Les fractures :	104
a. Les failles :	104
- Faille de Mil- Do Tchah	104
- Faille de Yazdan	105
- Zone faillée de Bouroune	105
- Faille de Kolangi	106
- Faille de Nabile	106
- Faille de Gandab	106
- Faille de Bouroune	107
- Faille de Kamar Kuh	107
- Faille d'Oghoune	107
- Faille de Khezr	109
- Faille de Ghiz Takhti	110

	<u>Page</u>
- Faille de Lankroud	112
- Faille d'Idajik	112
- Faille de Shadgholi	112
- Failles transversales de Do Tchah	113
- Les surfaces de glissement (slip faults)	113
- Les autres failles	115
b. Les diaclases :	115
- Les diaclases diagonales	116
- Les diaclases longitudinales	121
- Les diaclases transversales	123
- Les diaclases associées aux décrochements	123
c. Les joints stylolitiques et la schistosité	125
III.C.2.3. Les écailles	125
III.C.2.4. Conclusions à l'étude structurale géométrique	126
III.C.3. Analyse cinématique des structures	127
III.C.3.1. Traces de mouvements	127
a. Traces de mouvements rotationnels	128
- Rotation autour d'un axe de pli	128
- Rotation dues aux décrochements	128
- Rotation selon des axes perpendiculaires aux plans de référence (couches ou failles)	129
b. Déplacements de blocs	131
c. Torsions	131
III.C.3.2. Chronologie des événements	131
a. Les phases de déformations majeures	131
b. Chronologie relative des déformations	132
III.C.3.3. Distribution régionale des axes cinématiques	134
III.C.4. Modèle cinématique interprétatif	136
III.C.4.1. La fracturation liée au plissement	136
III.C.4.2. La fracturation postérieure au plissement, et qui est liée aux décrochements	138
III.C.4.3. Superposition des diaclases des deux familles	140
III.C.4.4. Modèle cinématique des déformations de la région de Qom	142

CHAPITRE IV

<u>IV. RESULTATS D'UNE ANALYSE EXPERIMENTALE DU MODELE PROPOSE</u>	145
IV.A. INTRODUCTION	147
IV.A.1. Buts et méthodes	147
IV.A.2. Description des moyens utilisés	148
IV.B. RESULTATS DE QUELQUES ESSAIS	157

CHAPITRE V

<u>V. CONCLUSIONS GENERALES - PROPOSITIONS</u>	161
V.A. REGION DE QOM	163
V.B. ZONE DE TABRIZ - BAZMAN	164
V.C. CONSEQUENCES A L'ECHELLE DE L'IRAN	168
V.D. SITUATION DES VIRGATIONS STRUCTURALES IRANIENNES DANS LE MODELE PROPOSE	170
BIBLIOGRAPHIE - REFERENCE	177
LISTE DES FIGURES	193
LISTE DES TABLEAUX	196
LISTE DES PLANCHES	196
TABLE DES MATIERES	197

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 7 Novembre 1978

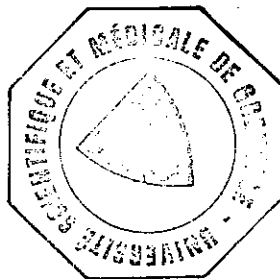
Le Président de la thèse
R. MICHEL

R. Michel

Vu, et permis d'imprimer,

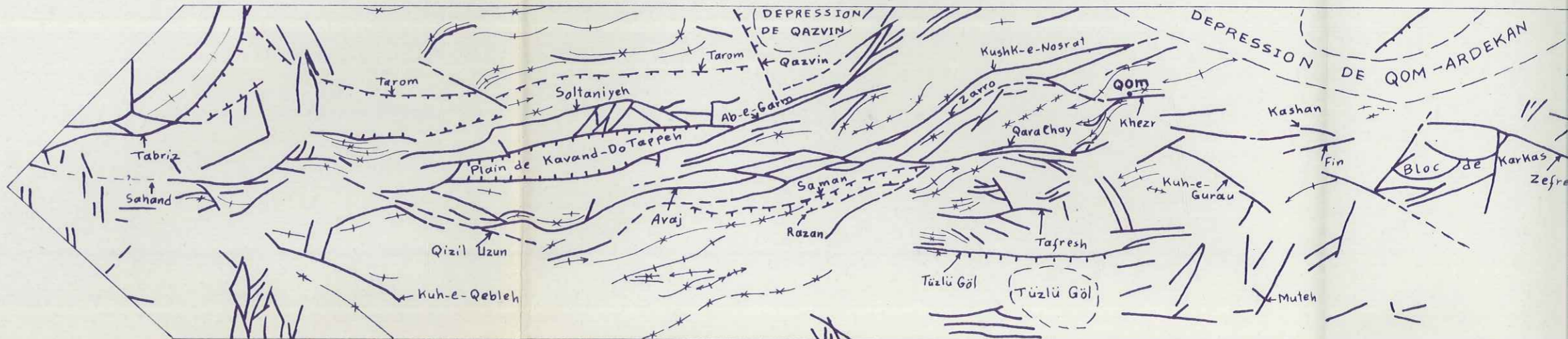
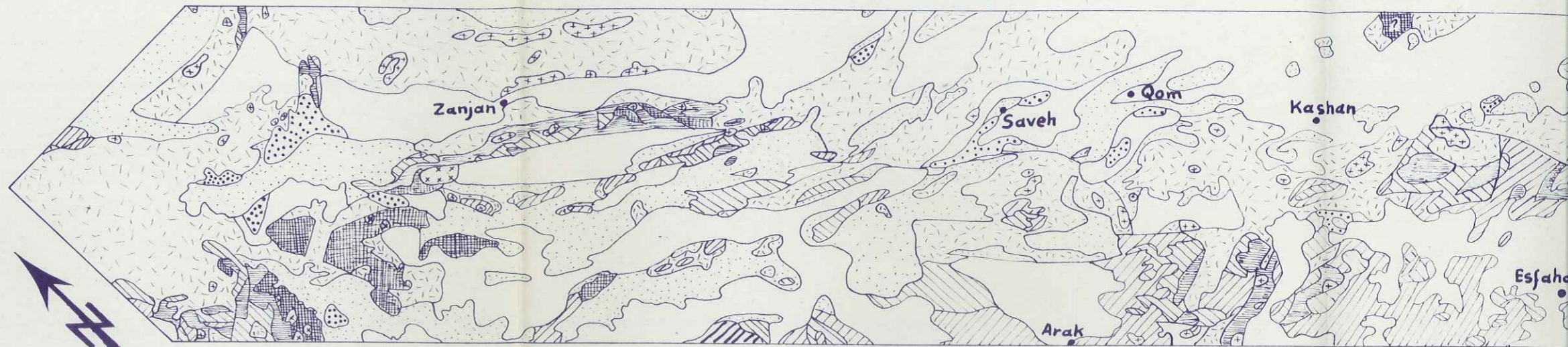
Grenoble, le 10 novembre 1978

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale



J. Calu

Dr G. CALU



LEGENDE

- Quaternaire;
- Néogène terminal;
- Oligo-Miocène;
- Complexe volcanique calco-alkalin (Tertiaire-Quaternaire et localement Crétacé sup.);
- Crétacé;
- Trias supérieur-Jurassique;
- Du Précambrien au Trias moyen:
 - a) Les roches à faciès plateformes;
 - b) Les roches métamorphisées des zones mobiles;
- Le socle métamorphique Précambrien;

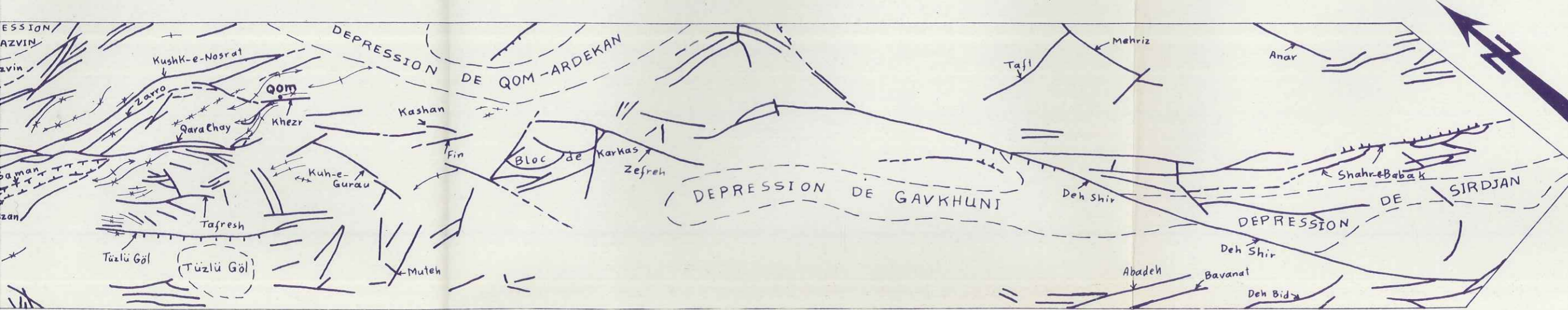
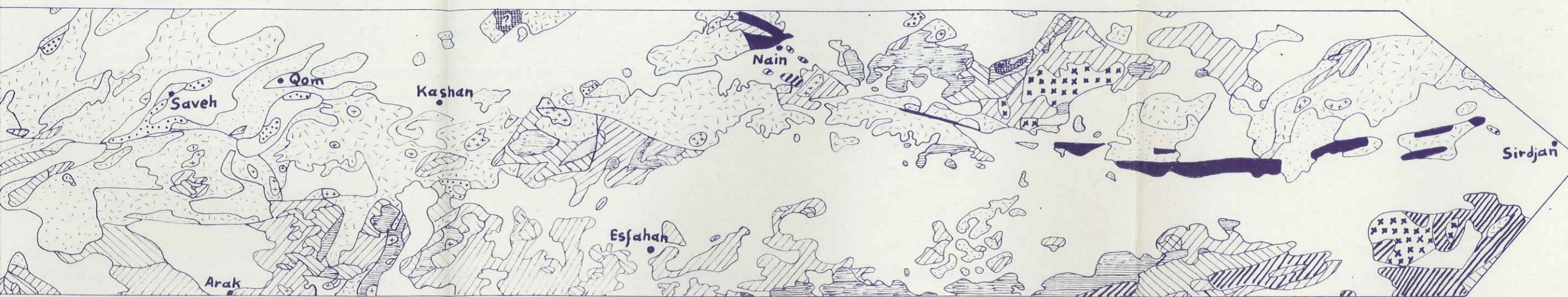
- Coloured Mélanges;
- Granites-Gabbros (Tertiaire);
- Intrusions Mésozoïque (acidique à ultrabas.);
- Granites Précambrien;

- Faille, certaine;
- Faille, probable ou approximative;
- Escarpement tectonique;
- " " " " déduit;
- Axe anticlinal;
- Axe synclinal;
- Limite des dépression;

CARTE STRUCTURALE DE LA
"CICATRICE TABRIZ - BAZMAN"

compilée par
M.A.A NOGOLE-SADATE

1978/
Echelle 1:2.500.000



- Mélanges,
 - abbros (Tertiaire);
 - Mésozoïque (acidique à ultrabas.);
 - Précambrien,
- Faille, certaine,
 - - - Faille, probable ou approximative,
 - ||||| Escarpement tectonique,
 - ||||| " " " " déduit,
 - + + + Axe anticlinal;
 - * * * Axe synclinal,
 - Limite des dépression;

**CARTE STRUCTURALE DE LA
"CICATRICE TABRIZ - BAZMAN"**
compilée par
M.A.A NOGOLE-SADATE
1978/
Echelle 1:2.500.000

NOGOLE-SADATE

modifié d'après la carte tectonique de l'Iran
et les cartes publiées jusqu'en 1977.



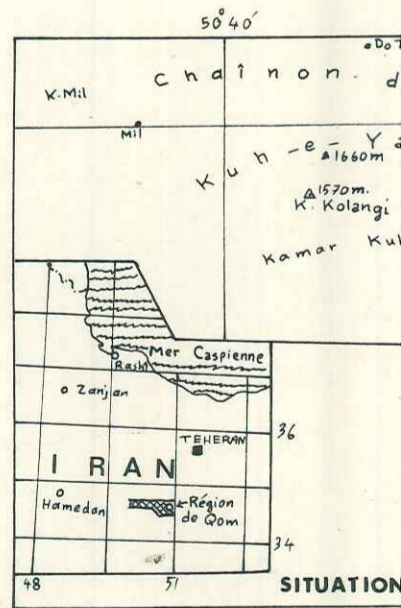
SITUATION DU SECTEUR ETUDIE



L E G E N D E

- Faille: certaine; probable ou approximative;
- Chevauchement;
- Compartiment affaissé(D) et soulevé;
- Pendage des failles mesuré, non mesuré;
- Mouvements relatifs dextre ou senestre sur un plan de faille;
- Faille recouverte par alluvions;
- Surface de glissement (collapse);
- Axe synclinal;
- Axe anticlinal;
- Anticlinal ou synclinal renversé;
- Anticlinal en champignon;
- Direction de couches;
- Direction et pendage de couches;
- Couches renversées: mesuré; non mesuré;
- Couches verticales;
- Pendage fort: >60°
- " moyen: 30°-60°
- " faible: <30°
- Contact discordant à la base du Pliocène;

- Quaternaire
- Alluvions récent de la rivière de Qom; (Qom-Roud)
- Centre ville
- Gheslagh (hameau saisonnier), lieu-dit,
- Route;
- Chemin carrossable;
- Chemin de fer;



Handwritten signature

CARTE STRUCTURALE DE LA REGION DE QOM

0 1 2km.
par
M.A.A. NOGOLE_SADATE
1978

