



Comportement hydrogéologique des marbres de la bordure du Rhodope : hydrogéologie du secteur sud-ouest du massif du Falacro, Macédoine orientale, Grèce

Agoro Dimadi

► To cite this version:

Agoro Dimadi. Comportement hydrogéologique des marbres de la bordure du Rhodope : hydrogéologie du secteur sud-ouest du massif du Falacro, Macédoine orientale, Grèce. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1988. Français. NNT : . tel-00756710

HAL Id: tel-00756710

<https://theses.hal.science/tel-00756710>

Submitted on 23 Nov 2012

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

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



DIMADI (A.)

THESE DE DOCTORAT

DE

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE I

Sciences de la Terre
Hydrogéologie

par

DIMADI Agoro

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

X

COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DES MARBRES
DE LA BORDURE DU RHODOPE
HYDROGEOLOGIE DU SECTEUR SUD-OUEST
DU MASSIF DU FALACRO
MACEDOINE ORIENTALE - GRECE

Soutenue le 31 mars 1988 devant la Commission d'Examen

M. R. BARBIER
M. P. MARINOS
M. J. SARROT REYNAULD
M. J.P.CHARRE
M. J.C. FOURNEAUX

Professeur émérite USTMG
Professeur Ecole Polytechnique d'Athènes
Professeur USTMG
Maître de Conférences USTMG
Maître de Conférences USTMG

Président
Rapporteur
Examinateur
Examinateur
Examinateur

THESE DE DOCTORAT

Titre de l'ouvrage :

COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DES MARBRES
DE LA BORDURE DU RHODOPE
HYDROGEOLOGIE DU SECTEUR SUD-OUEST
DU MASSIF DU FALACRON
MACEDOINE ORIENTALE - GRECE

Nom de l'auteur : Agoro DIMADI

Etablissement : Université Scientifique, Technologique
et Médicale de Grenoble I

25 MARS 1988

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
1 RUE MAURICE GIGNOUX
B 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.42

RESUME

Cette étude concerne la partie sud-ouest du Massif du Falacro au nord de la Grèce (Macédoine orientale), un massif de marbres limité par les plaines de Drama et de Nevrokopi et des intrusions granitiques.

Sa base perméable est formée de schistes et gneiss. La fracturation représentée par quatre familles de failles 0°-20°N, 40°-60°N, 100°-120°N et 140°-170° a déterminé la morphologie contemporaine du massif.

Elle conditionne également les écoulements souterrains et l'apparition des sources en voisinage de ces failles et le creusement des gouffres sur les failles et le creusement de la grotte Mara selon les directions 140°N et 110°N.

L'évaluation des volumes d'eau infiltrée à partir des données hydroclimatiques et des volumes de l'alimentation par les gouffres prouve que le massif reçoit une alimentation supplémentaire par ailleurs.

Les études hydrochimiques, hydrodynamiques montrent que les réserves en eau dans ce massif sont faibles et que les circulations se font à deux niveaux : l'un qui est un niveau surtout fissuré dans les marbres blancs et l'autre dans le niveau des marbres graphiteux où il y a augmentation du nombre des chenaux qui aboutissent à un drain principal correspondant à l'axe des gouffres vers la source Mara. Toutes les études précédentes ont démontré l'alimentation de la source Mara par les gouffres et l'existence d'apports supplémentaires tout en permettant de différencier cette source des sources Milopotamos et Drama qui sortent au sud-est du Massif du Falacro

MOTS-CLES

Grèce septentrionale ; Hydrogéologie karstique ; Marbres ; Massif du Rhodope ; Infiltration ; Gouffres ; Grotte ; Tarsissement ; Débits classés.

THESE DE DOCTORAT

DE

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE I

Sciences de la Terre
Hydrogéologie

25 MARS 1988

par

DIMADI Agoro

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.48.43

COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DES MARBRES
DE LA BORDURE DU RHODOPE
HYDROGEOLOGIE DU SECTEUR SUD-OUEST
DU MASSIF DU FALACRO
MACEDOINE ORIENTALE - GRECE

Soutenue le 31 mars 1988 devant la Commission d'Examen

M. R. BARBIER
M. P. MARINOS
M. J. SARROT REYNAULD
M. J.P.CHARRE
M. J.C. FOURNEAUX

Professeur émérite USTMG
Professeur Ecole Polytechnique d'Athènes
Professeur USTMG
Maître de Conférences USTMG
Maître de Conférences USTMG

Président
Rapporteur
Examinateur
Examinateur
Examinateur

NWB 10096676

Je dédie ce travail

à la mémoire de mon père

à ma mère
à mon mari
à mon fils

5 F MARS 1968
UNIVERSITÉ DE GRENOBLE
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
B 38031 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 38 25 14 48

AVANT-PROPOS

Au moment de conclure ce travail, il m'est agréable de remercier toutes les personnes qui ont contribué à sa réalisation et qui ont bien voulu le juger.

Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAULD, responsable du Service d'Hydrogéologie de l'Institut Dolomieu, sans lequel je n'aurais pas pu mener à bien cette étude. Je le remercie pour son aide scientifique et humaine qui m'a donné le courage de continuer mes efforts pour arriver à la fin de mon travail,

Monsieur le Professeur R. BARBIER qui a bien voulu examiner et critiquer mon manuscrit et accepter de présider ce jury. Je lui en suis très reconnaissante et n'oublie pas les enseignements de géologie appliquée qu'il m'a donnés il y a quelques années,

Monsieur le Professeur P. MARINOS dont la contribution à la réalisation de cette thèse a été déterminante. Sa grande expérience et ses connaissances m'ont beaucoup aidé à l'avancement de mon travail quand il était directeur du laboratoire de géologie appliquée de l'Université de Xanthi qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude,

Monsieur J.C.FOURNEAUX, Maître de Conférences à l'Université de Grenoble qui a bien voulu accepter de juger ce mémoire.

Monsieur J.P. CHARRE, Maître de Conférences de Géographie à l'Université de Grenoble qui a accepté de consacrer de son temps à la lecture de mon mémoire et de participer à ce jury.

Monsieur P. TSOMPOS, géologue de l'IGME (Athènes) qui m'a initié dans l'exploitation des photos aériennes avec sa grande expérience et qui m'a transmis des photos aériennes à l'échelle du 1/50.000e.

Messieurs E. DIMADIS, J. CHADJIPANAGHIS et N. EPITROPOU, géologues de l'IGME (Xanthi), toujours disponibles pour discuter avec moi des problèmes géologiques et leurs connaissances sur la géologie régionale m'ont beaucoup aidé,

Monsieur P. PAPADOPOULOS, directeur de l'IGME (Xanthi) qui a mis à ma disposition tous les documents qui concernaient ma région d'étude et de plus, il m'a facilité les analyses chimiques au laboratoire de l'IGME (Xanthi),

Messieurs D. KAKARELIS, D. CHATGIAGORAKIS et N. PETRAS, hydrogéologues du bureau du Ministère de l'Agriculture qui ont accepté avec plaisir de discuter les problèmes d'hydrogéologie,

Je veux remercier mes collègues du laboratoire de Xanthi Messieurs J. DIAMANDIS, G. XIDAKIS, F. PLIAKAS et Madame P. DELIMANI qui m'ont beaucoup aidé de leurs conseils et par l'ambiance amicale qu'ils savent créer.

Aussi, Mesdame P. ANDROTSOPOULOU et V. XATGIOANIDOU qui maintiennent toujours une bonne atmosphère au laboratoire.

Particulièrement je veux remercier Monsieur G. KLOUKOS (technicien au laboratoire) qui m'a accompagné plusieurs fois sur le terrain et dont l'aide reste toujours appréciable.

J'adresse mes remerciements à mon frère, à sa famille et aux amis qui m'ont soutenu moralement pendant les années précédentes.

Aussi, je voudrais exprimer mes remerciements au personnel de l'Institut Dolomieu.

Enfin j'exprime ma reconnaissance aux gouvernements français et hellénique qui m'ont donné une aide financière dans le cadre des accords de coopération franco-hellénique.

RESUME

Cette étude concerne la partie sud-ouest du massif du Falacron au nord de la Grèce (Macédoine orientale), un massif de marbres limité par les plaines de Drama et de Nevrokopi et des intrusions granitiques.

Sa base perméable est formée de schistes et gneiss. La fracturation représentée par quatre familles de failles 0° - 20° N, 40° - 60° N, 100° - 120° N et 140° - 170° a déterminé la morphologie contemporaine du massif.

Elle conditionne également les écoulements souterrains et l'apparition des sources en voisinage de ces failles et le creusement des gouffres sur les failles et le creusement de la grotte Mara selon les directions 140° N et 110° N.

L'évaluation des volumes d'eau infiltrée à partir des données hydroclimatiques et des volumes de l'alimentation par les gouffres prouve que le massif reçoit une alimentation supplémentaire par ailleurs.

Les études hydrochimiques, hydrodynamiques montrent que les réserves en eau dans ce massif sont faibles et que les circulations se font à deux niveaux : l'un qui est un niveau surtout fissuré dans les marbres blancs et l'autre dans le niveau des marbres graphiteux où il y a augmentation du nombre des chenaux qui aboutissent à un drain principal correspondant à l'axe des gouffres vers la source Mara. Toutes les études précédentes ont démontré l'alimentation de la source Mara par les gouffres et l'existence d'apports supplémentaires tout en permettant de différencier cette source des sources Milopotamos et Drama qui sortent au sud-est du massif du Falacron.

Mots-clés :

Grèce septentrionale - Hydrogéologie karstique - Marbres - Massif du Rhodope - Infiltration - Gouffres - Grotte - Tarissement - Débits classés.

Les motivations de l'étude

Les inondations du village d'Ochiro qui résultent d'une évacuation insuffisante des eaux des torrents Nevrokopi et Vrondou à travers les gouffres qui se situent au pied de la partie septentrionale du sud-ouest du massif de Falacron ont attiré notre intérêt.

Quand nous sommes allés dans la région, nous nous sommes aperçus que plusieurs autres problèmes se posaient dans cette région.

1. A la partie méridionale où se trouve la source Mara il y a une grotte que les habitants voulaient exploiter au point de vue touristique, mais son fond formé par des sables gréseux et en certains points d'argiles avec des épaisseurs inconnues posait des problèmes d'autant plus que la rivière souterraine traverse la grotte. Une étude hydrogéologique complète semblait donc indispensable.

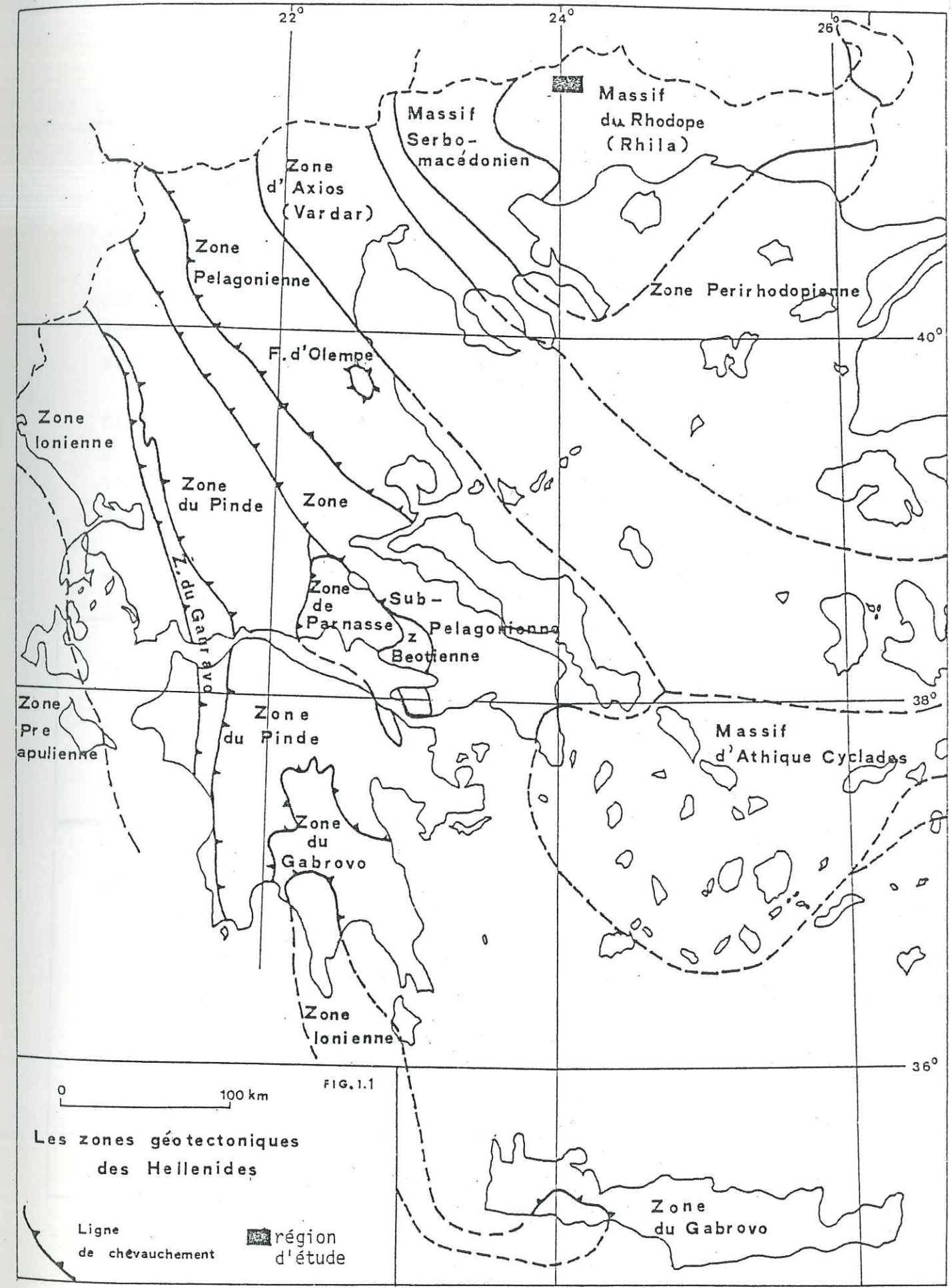
2. Un autre problème posé dans le secteur du massif du Falacron était la construction d'un barrage en terre dans la vallée de LefKoyia. On pouvait se demander quel serait l'influence du fonctionnement du barrage sur le débit qui arrive aux gouffres.

Ce débit alimente en effet la source Mara qui donne naissance à la rivière Agitis et sur l'irrigation de terres cultivées.

3. Les inondations menacent le village d'Ochiro mais en plus les eaux occupent une bonne partie des terres cultivables pendant quelques mois. Or ces terres sont très précieuses dans une région de hautes montagnes.

Notre étude a peut-être amélioré nos connaissances sur le massif sud-ouest du Falacron et nous avons tenté de trouver des solutions applicables aux problèmes de la région.

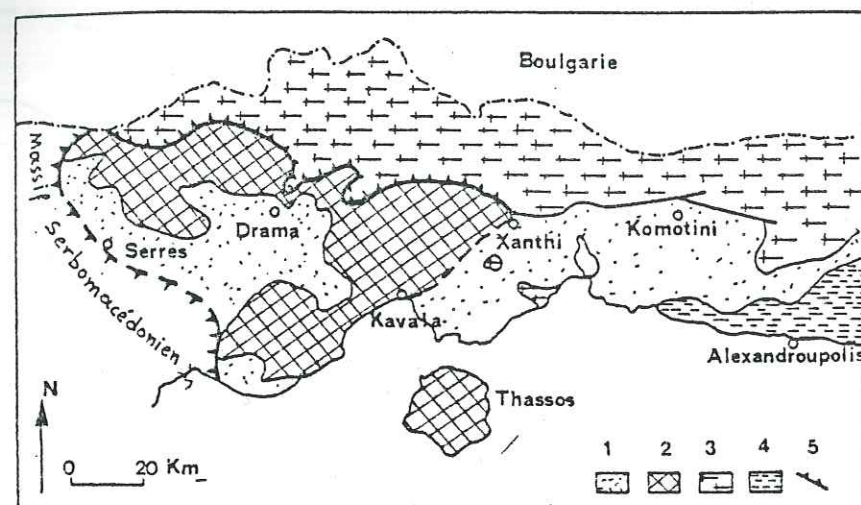
CHAPITRE 1 GEOLOGIE



Les zones géotectoniques des Hellenides

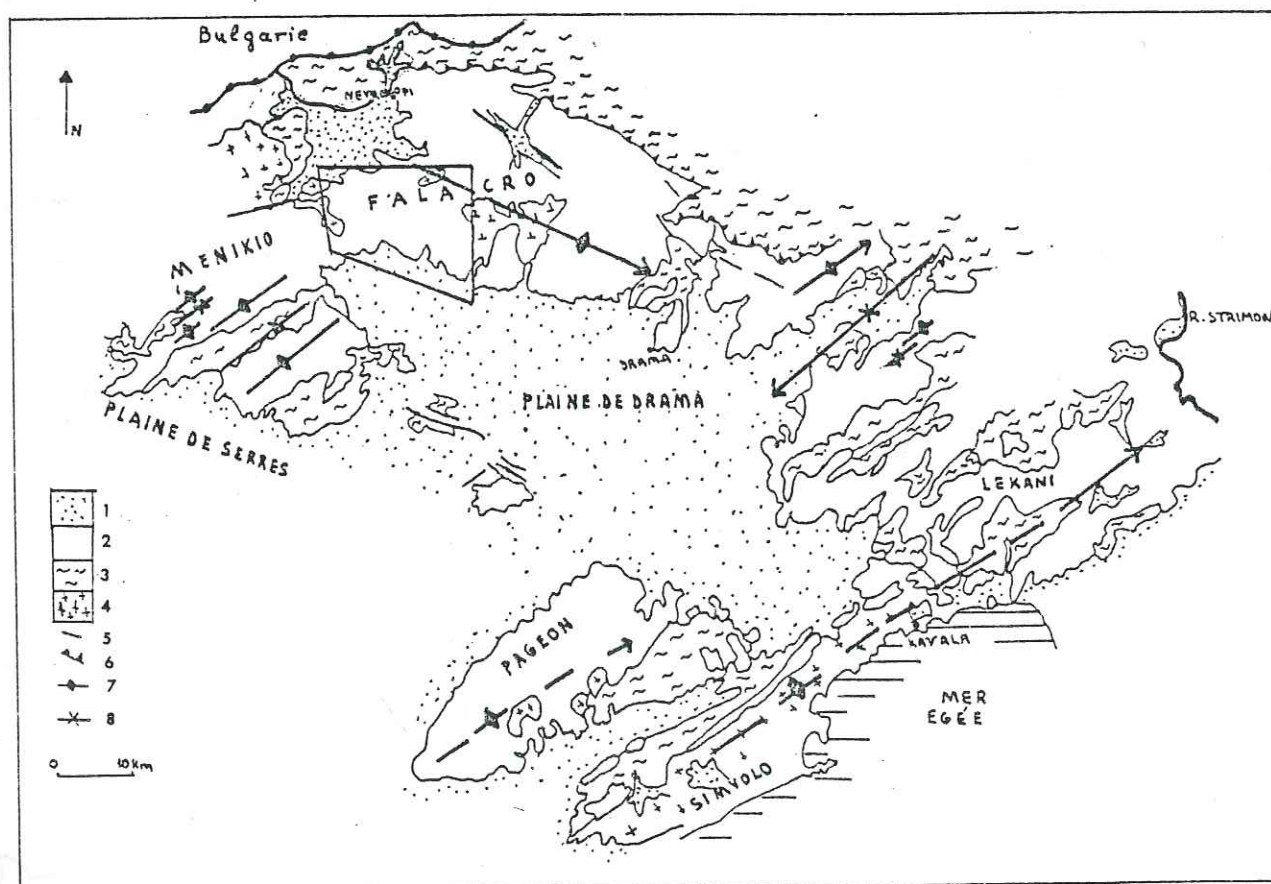
Ligne de chevauchement région d'étude

Fig. 2 : Les unités du massif du Rhodope grec



1. Formations sédimentaires post-Alpin
2. Unité de Paeon
3. Unité de Sidironeron
4. Zone Perirhodopienne
5. Ligne de chevauchement

Fig. 3 : Schéma structural régional



1. Dépôts récents
2. Série calcaire
3. Série siliceuse
4. Granite granodiorite
5. Faille
6. Chevauchement
7. Synclinal
8. Anticlinal

1.1. Géologie - Généralités

La région de notre étude est la partie occidentale du massif des marbres de Falacro qui est situé dans la zone géotectonique du massif du Rhodope (fig. 1.1).

Pendant les dernières années, un grand nombre de publications sur le massif du Rhodope sont apparues qui présentent de nouvelles données totalement différentes de celles préexistantes.

Le massif du Rhodope s'étend dans la Grèce et la Bulgarie. Son point culminant est en Bulgarie à 2.925 mètres. Il s'est formé à l'extrémité sud de la plaque lithosphérique de l'Europe et jusqu'à aujourd'hui on croyait qu'il n'appartenait ni aux Hellenides ni aux Balcanides.

Le massif du Rhodope a été séparé en un noyau qui se trouve en Bulgarie et une zone périphérique dont la plus grande partie est en Grèce.

Le noyau a subi les plissements Calédonien et Hercynien mais n'aurait pas été affecté par le plissement alpin comme sa zone périphérique selon KRONBERG, 1966, 1967 et 1969 et KOZUHAROV, 1965.

Aujourd'hui et d'après les travaux de PAPONIKOLAOU (1981) et IVANOV (1985) nous admettons que tout le massif du Rhodope a été affecté par l'orogénèse alpine.

PAPONIKOLAOU a divisé le massif du Rhodope grec en deux unités (fig. 1.2) : celle de Paeon qui se trouve au-dessous et qui est probablement autochtone et celle de Sidironeron qui chevauche la précédente. Peut-être l'unité de Sidironero est-elle l'évolution latérale de l'unité de Paeon.

IVANOV a prouvé que le massif du Rhodope en Bulgarie se divise en cinq unités d'âge alpin chevauchant les unes sur les autres avec une direction du mouvement de chevauchement vers la Grèce.

Il a découvert l'existence de crétacé supérieur non métamorphisé discordant sur les roches métamorphiques de chaque unité. Sa cinquième unité qui semble être la plus ancienne est peut-

être identique à l'unité de Sidironeron en Grèce. Nous pouvons alors considérer que le massif du Rhodope en Bulgarie est la suite des Hellénides.

Les auteurs KCOCKEL-WALTER (1965), MERCIER (1966) KOUKOUZAS (1972) considéraient que le massif du Rhodope est chevauché à l'ouest par le massif serbomacédonien mais les études de CHATZIDIMIDRIADIS-KELEPERTZIS (1984), basées sur la théorie de plaques lithosphériques, ont montré que le massif du Rhodope s'enfonce sous le massif Serbomacédonien.

1.1.1. Situation géographique - géologique

Le massif du Rhodope en Grèce est un ensemble de formations métamorphiques et de dépôts sédimentaires post-alpins traversés par des intrusions magmatiques d'âges différents (mais post-éocène).

Les roches métamorphiques forment les montagnes et le soubassement des vallées sous forme de grabens. Le passage vers le fond des grabens se fait soit par flexure soit par petits paliers. Les dépôts post-alpins remplissent ces grabens, en discordance sur le socle métamorphique et n'ont pas subi de diagenèse.

La région de notre étude est située au N.W de la partie ouest du massif du Rhodope en Grèce.

Dans cette partie ouest du massif du Rhodope, nous observons des anticlinaux (fig.13) qui forment les massifs montagneux de Pagon, Simbolo, Lekani, Falacro et Menikio. L'axe du Falacro a une direction 120° N et présente un plongement vers le S.E. Les axes des autres anticlinaux sont orientés autour de 40°-60° N avec un plongement vers le N.E.

Les synclinaux forment les vallées et leurs axes ont une direction 40°-60° N avec un plongement vers le S.W.

Ces synclinaux sont coupés par deux grabens qui ont donné naissance à la plaine de Drama et à celle de Serres. Ces deux plaines sont groupées sous le nom de bassin de Strymon de direction N.W-S.E.

La région étudiée est un massif de marbres qui est la partie sud-ouest de l'anticlinal de Falacro (fig.17-18).

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

1.1.2. Evolution géotectonique de la région

Le massif du Rhodope a participé probablement à une phase du plissement ante-hercynien comme toute la région de la mer Egée.

L'analyse tectonique faite dans les formations métamorphiques a décelé des plis qui ont des axes N.S (SCHULLING 1962, CHAGIPANAGIS, 1985) mais qui ne sont pas bien marqués. Ce plissement est peut-être contemporain de la première phase du métamorphisme dans la région. Il y a eu ensuite une transgression de la mer pendant le carbonifère supérieur et le Permien.

En Grèce orientale, une phase tectonique est bien marquée avec son paroxysme pendant l'Eocène inférieur. Elle est suivie par une transgression de la mer (Eocène moyen) principalement au Lutétien supérieur. La sédimentation est du type néoalpin. La base de la transgression est caractérisée par des calcaires récifaux suivis par une série de sédiments flyschoides. Leurs épaisseurs dépassent les 2000m en différents points. (homogénéité relative dans l'espace et dans le temps). Dans la partie ouest du massif du Rhodope, entre l'Eocène et l'Oligocène, nous observons une phase du plissement avec des plis normaux dont les axes ont des directions comprises entre 40° et 70° N avec deux pics à 30-40° N et à 60-70° N. Le plongement d'axe est de 50° vers

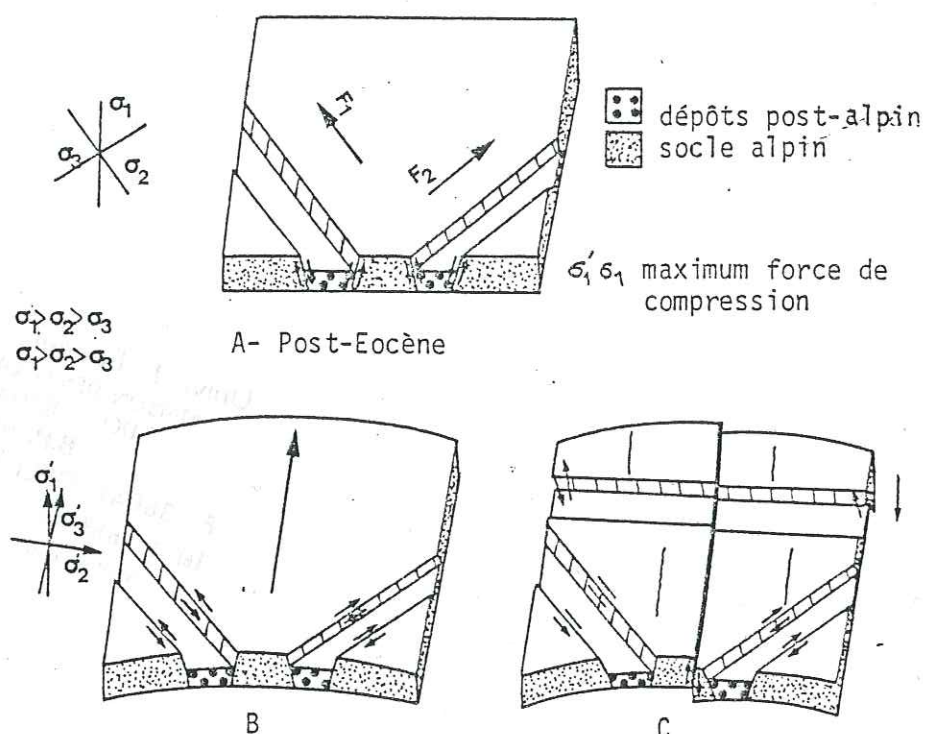
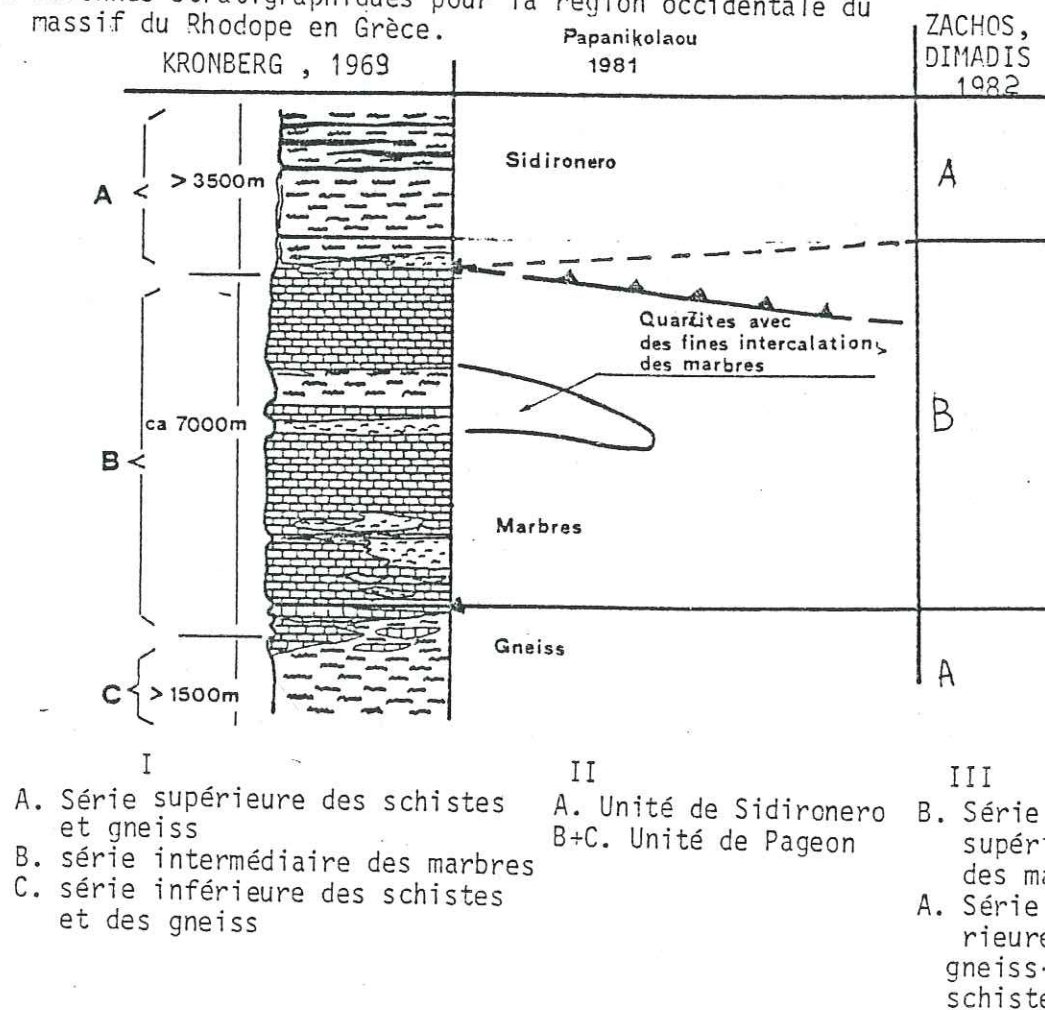


Fig.14 : A. Bloc diagramme montrant la création des grabens post-orogéniques parallèles aux axes principaux des plis de l'Orogenèse Alpine
B. Le rajeunissement des failles (d'après DOUTSOS-FERENTINOS, 1984)
C. Création des nouvelles failles

Fig.15 : Colonnes stratigraphiques pour la région occidentale du massif du Rhodope en Grèce.



le N.E. La structure de ces plis (anticlinaux-synclinaux) domine dans cette région aujourd'hui (fig.13). Il existe aussi des intrusions de granites et de granodiorites qui occupent les coeurs des anticlinaux (anticlinal de Kavala et peut-être l'anticlinal de Falacro). Ces intrusions montrent une forme longitudinale surtout vers l'axe du plissement N.E-S.W

A cette phase du plissement sont peut-être rattachés les deux familles de failles (fig.14) signalé par DOUTSOS-FERENTINOS en 1984 et qui les ont situées après l'Eocène.

Ces deux familles avec des directions N.W-S.E et N.E-S.W ont créé des grabens dans la région. La famille de direction N.W-S.E est la plus marquée. Elle a provoqué également des déplacements et comme conséquence nous voyons que les grabens de direction N.W-S.E dominant.

Une troisième phase de plissement est observée à l'Oligocène avec une direction des axes de déformation de 120 à 130° N et avec un plongement d'axe de 70° vers le S.E. Cette phase est liée au chevauchement de l'unité de Sidironero sur l'unité de Pagon (fig.1.2). Il s'agit peut-être de la phase de compression et de compaction (selon GOUSPARIS, 1980) qui provoque le soulèvement de la région accompagné, par les intrusions granitiques et granodioritiques.

Pendant l'Oligocène, la morphologie du continent n'est pas accentuée et reste identique jusqu'au Miocène.

La morphologie de la région change de la fin du Miocène-début Pliocène. Ce changement est la conséquence du diapirisme au Nord de la mer Egée qui provoque la formation d'un dôme d'axe N.S.

Une réactivation des deux familles de failles préexistantes (N.E-S.W et N.W-S.E) est observée à cause du dôme et s'accompagne de la création de deux nouvelles familles de failles (E.W-et N.S, fig.14).

Nous observons aussi les filons de volcanisme trachyandisite.

Les failles de direction (140° N) sont observées dans le Tortonien et les failles de direction (50° N) sont observées dans le Pliocène supérieur et le Pleistocène (LIBERIS 1984).

A cause de ces failles, nous avons à la fin du Miocène début du Pliocène, une subsidence des bassins au nord de la mer Egée avec une transgression de la mer. La sédimentation tertiaire, dans le bassin de Drama, commence à cette époque (MELIDONIS, 1969, A. ARMOUR-BROWN et al, 1978).

Nous voyons que le massif du Rhodope pendant l'Orogénèse alpine n'était pas recouvert par la mer et il a formé les matériaux de la sédimentation dans les zones d'Axios et Perirhodopienne (à cette époque le massif n'est pas encore séparé de la zone Serbomacédoine).

Les dépôts dans les grabens de la fin du Miocène et du début du Pliocène sont des dépôts lacustres, deltaïques en des mers peu profondes. Il y a formation de lacs et de lagons. Le climat est humide mais à la fin il devient aride, les lacs diminuent et dans les grabens, nous avons des dépôts rouges (PSILOVIKOS, 1985).

Pendant le Pliocène inférieur, nous avons une transgression de la mer mais le secteur septentrional du bassin de Strymon (plaines de Serres et de Drama) reste occupé par les lacs et le climat est humide.

Entre le Pliocène et le Pléistocène se produit un soulèvement de la région par jeu des failles et surtout des failles N.E-S.W dont nous avons parlé entraînant la création des montagnes (Falacro, Menikio, Lekani, Pagéon, Simbolo).

Au Pliocène supérieur, il y a une régression de la mer et une réduction énorme des lacs. Les dépôts dans les grabens sont des couches rouges, des conglomérats-brèches, et de travertine. Après le Pliocène, le massif du Rhodope commence à s'enfoncer sous la zone Serbomacédonienne et on a des tractions au nord de la mer Egée.

Peut-être est-ce à ce mouvement qu'apparaissent les failles N-S observées dans le Pléistocène et qui sont encore actives, liées à la sismicité de la région.

Finalement, notre région d'étude a subi des plissements et du métamorphisme pendant l'Orogénèse alpine et

a acquis sa structure finale vers la fin du cycle alpin. Elle n'a pas beaucoup changé depuis malgré la néotectonique cassante.

1.1.3. Descriptions des formations géologiques

Nous allons faire la description des formations rencontrées dans notre région d'un point de vue lithostratigraphique et signaler leurs rôles en hydrogéologie.

La construction de l'échelle lithostratigraphique pour les roches métamorphiques est basée sur la minéralogie de chaque formation et la position de cette formation. Mais elle était extrêmement difficile et nous présentons ci-dessous l'évolution des données utilisées pour cette construction.

1.1.3.1. Colonne lithostratigraphique des formations métamorphiques

Il y a une évolution sur l'établissement de la colonne stratigraphique de deux unités du massif du Rhodope (fig.1.5) pour les roches métamorphiques.

En 1938, K. OSSWALD a observé qu'il y a une succession de formations métamorphiques ce qui démontrait qu'il y avait une succession de roches sédimentaires préexistantes dans le sens vertical. Il a séparé différentes unités de roches métamorphiques qui sont :

- D : flysch (silurien Dévonien) unité inférieure
- H : schistes et marbres (cambrien ou infracambrien)
- G : schistes avec micas (Algonkien)
- F : marbres
- E : gneiss (unité supérieure)

En 1969, KRONBERG a divisé les formations du massif du Rhodope en trois groupes. Le groupe inférieur (série des

schistes et de gneiss); le groupe intermédiaire (série des marbres) et le groupe supérieur (série des schistes et des gneiss inférieur) (fig.1.5.I).

A partir de 1981, PAPANICOLAOU a parlé de deux unités celle de Sidironero (série supérieure des schistes et des gneiss, selon KRONBERG) et celle de Pagon formée par la série des marbres et la série inférieure des schistes et des gneiss (fig.1.5.II).

Le même auteur a donné la colonne stratigraphique pour l'unité de Pagon (fig.1.6.I) dans laquelle se trouve notre région d'étude.

Les auteurs ZACHOS-DIMADIS en 1982 sont arrivés à la conclusion qu'il y a une seule série de gneiss et de schistes, la série inférieure, et une série supérieure des marbres (fig.1.5.III).

Ce sont les premiers qui divisent les marbres en un niveau supérieur et un niveau inférieur. Le niveau supérieur contient les marbres blancs, massifs, dolomitisés en certains points et le niveau inférieur contient des marbres graphiteux massifs ou en bancs et rubanés vers leur base.

En 1986, CHAGIPANAGIS-EPITROPOU ont présenté une colonne stratigraphique pour l'unité de Pagon et plus détaillée pour la série des marbres (fig.1.6.II).

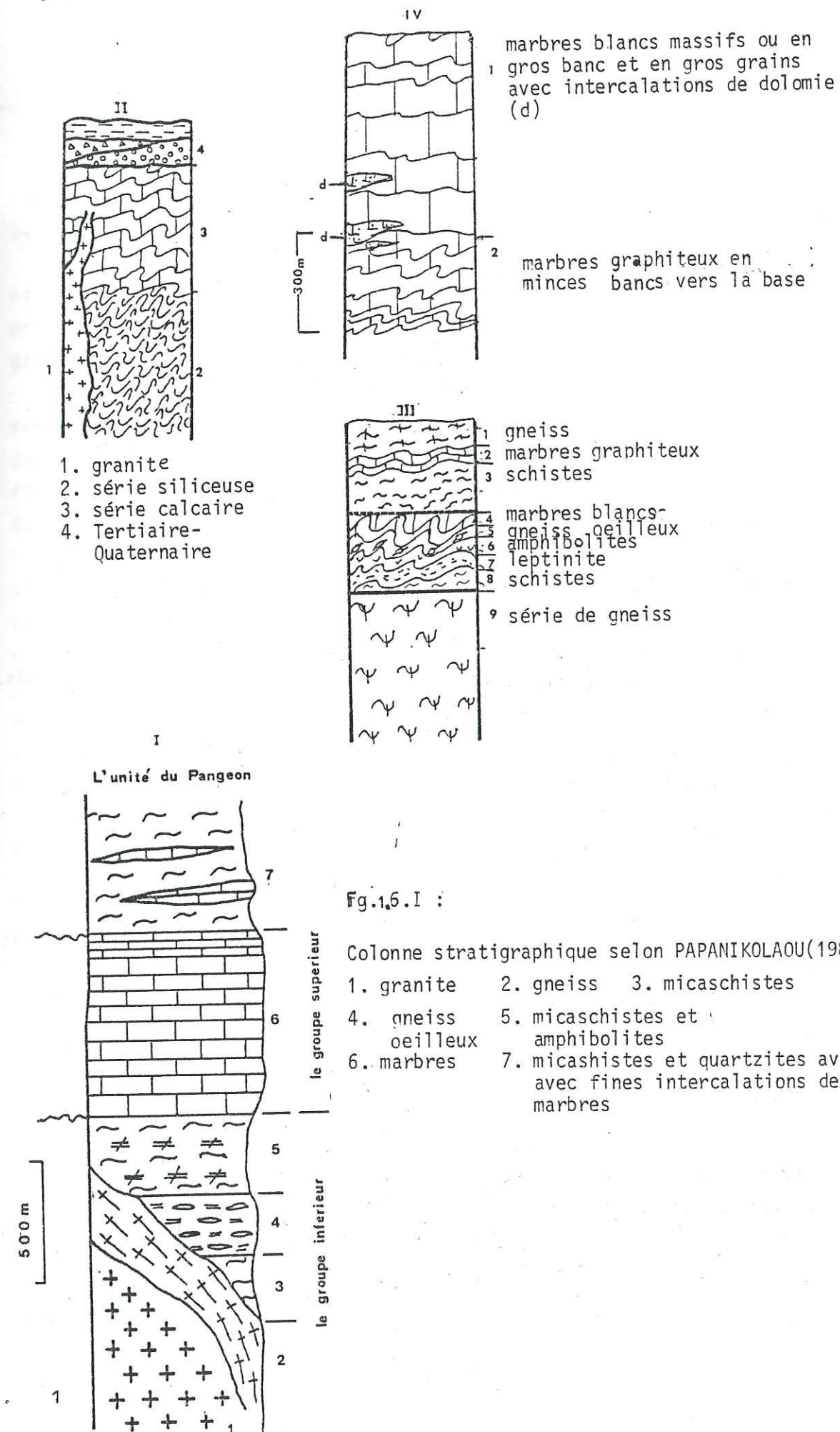
Nous adopterons cette colonne parce que CHAGIPANAGIS-EPITROPOU l'ont établie d'après leurs travaux exactement dans notre région.

Ils acceptent une série siliceuse à la base et une série calcaire au-dessus.

1.1.3.1.1.Série siliceuse (fig.1.6.III)

Cette série est divisée en deux parties celle des gneiss à la base et celle des marbres et des schistes amphibolites au-dessus.

Fig.1.6.I: Colonne stratigraphique du S.W. Falacro (CHAGIPANAGIS-EPITRONOU, 1986)



a)- Série des gneiss

La base est formée de gneiss avec des biotites. Les minéraux principaux sont le quartz, les plagioclases acides et la chorite avec des cristaux de pyrite. La formation a une couleur jaune foncé.

Au-dessus, il y a des gneiss avec de la muscovité. Ici les minéraux principaux sont le quartz, les plagioclases acides et la muscovité.

Plus haut, on trouve des gneiss à grands cristaux des plagioclases acides (quelque fois > 3 cm). Au toit, il y a des gneiss granitoides avec quartz, plagioclases acides, biotite et chlorite. Les minéraux foncés présentent une légère orientation.

L'âge de cette série est inconnu de même que son épaisseur. Elle participe à la base imperméable de notre région. Elle a été observée dans la région des mines au kilomètre 25 de la route Drama-Nevrokopi. Dans cette série, il y a des filons des leptinites avec quartz plagioclases acides et un peu de muscovités.

b)- Série des marbres, schistes et amphibolites

La position de cette série dans la colonne stratigraphique est discutable. Elle est divisée en deux unités lithologiques. L'une qui est une succession de schistes, de marbres avec du graphite et de gneiss. L'autre est une succession de schistes, d'amphibolités, marbres blancs, des leptinites et des gneiss oeillets. Cette dernière constitue la base de la série.

La première unité est représentée dans notre région dans les mines au kilomètre 25.

Cette série participe à la formation de la base imperméable dans notre région.

Dans l'unité de schistes-gneiss-marbres graphiteux quand la concentration de micas augmente dans les marbres ceux-ci passent à des cipolins.

Dans cette série nous observons la plupart des plis et des linéations.

1.1.3.1.2 La série calcaire (fig. 6. IV)

a. Marbres graphiteux

La base de la série de calcaire est formée par des marbres qui contiennent du graphite.

Ces marbres sont en bancs minces à leur base et deviennent plus épais vers le sommet. Les bancs ont une épaisseur de 0.1 à 3 m et l'épaisseur totale des bancs avec graphite ne dépasse pas les 300 m.

Le graphite est diffus dans les marbres vers le sommets et les marbres ont une couleur gris clair jusqu'à gris foncé mais il est aligné vers la base où il forme des rubans noirs. Les grains sont très fins mais ils deviennent plus grands au contact avec le granite (3mm).

Ce type de marbre contient encore de la silice et des feldspaths. Dans quelques secteurs ces marbres contiennent de l'amiante tremolitique (km 25) ou de la muscovite (sortie de la source Mara, route Nevrokopi-Drama jusqu'au km 25). Les marbres rubanés à muscovite sont peut-être le dernier niveau et le passage progressif vers la série au-dessous. Ils sont dolomitisés ou contiennent des lentilles de dolomites mais c'est une question qui reste posée.

Résultats des analyses chimiques en %

SiO ₂	Al ₂ O ₃	F ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO
4.8	0.64	0.51	49.3	2.02	0.17	0.05	0.09

Les marbres graphiteux et dans certains coins dolomitiques sont observés dans le secteur des gouffres.

Nous observons facilement des plis dans les marbres graphiteux surtout dans les marbres rubanés, mais les formes karstiques sont à peine observables. Au point de vue hydrologique, en raison de leur tectonisation et plissement, ils facilitent la circulation des eaux.

b. Dolomies

Les dolomies ont une couleur blanche. Elles sont à grains fins et très souvent légèrement pyriteuses. Nous ne pouvons pas situer exactement les dolomies dans la série des marbres. Elles sont intercalées dans les marbres en lentilles petites ou grandes et plissées avec eux.

Dans quelques régions, on les observe entre le niveau des marbres blancs et des marbres graphiteux (secteur des gouffres et au km 25).

Résultats des analyses chimiques en %

Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO
0.34	35.62	17.37	0.025	0.025	0.15

Ces dolomies sont plutôt des formations peu favorables à la circulation des eaux.

c. Les marbres blancs

Les marbres blancs sont les plus répandus dans la région. Leurs cristaux présentent quelque fois, près des granites, une longueur de 3 à 4 mm.

Ils sont très tectonisés et karstifiés avec des concentrations de terra rossa. Leurs karstification diminue probablement très vite vers la profondeur. Ce sont des formations perméables en grand.

Toute la série calcaire ne dépasse pas les 1100 m d'épaisseur.

Résultats des analyses chimiques en %

Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO
0.54	0.55	53.24	1.03	0.05	0.02	0.1

1.1.3.1.3. Age de la série calcaire

L'âge des marbres et aussi de toutes les formations métamorphiques n'est pas encore bien précisé.

Autrefois on croyait que toutes ces formations étaient d'âge précambien mais dans des marbres au nord-ouest de Drama, W. MEYER a trouvé des fossiles mais en très mauvais état. Ces fossiles sont des coraux avec des tubes rubanés d'une longueur de quelques centimètres et d'une épaisseur de 0.5 centimètre.

B. WOLFRACHT qui a vu ces coraux a dit que ce sont des coraux qui vivent en colonies et appartiennent probablement à la famille de Rugosa. Ceux-ci étaient nombreux du Silurien jusqu'au Carbonifère. Aujourd'hui on donne donc un âge Paléozoïque aux marbres mais ceci n'est pas définitivement confirmé.

Les roches magmatiques

Dans le massif du Rhodope, il y a des apparitions de roches plutoniques et magmatiques.

1.1.3.2. Roches plutoniques

Les roches plutoniques apparaissent sous forme soit de granites soit de granodiorites. Elles traversent les roches métamorphiques et se trouvent peut-être aussi au fond des bassins de Nevrokopi et de Drama. Dans la région de notre étude on trouve des granodiorites aux villages de Granites (au N.E) et de Panorama (à l'est, âge Oligocène).

Ce sont des corps de basse température (600°-650°) qui au contact avec les roches voisines n'ont pas provoqué un métamorphisme intense mais seulement l'apparition de skarns limités.

En principe, ils occupent les noyaux des anticlinaux et présentent un allongement d'axe N.E - S.W. L'axe N.W-S.E n'est pas très marqué. Nous pouvons donc dire que les granites-granodiorites sont liés à la phase du plissement alpin N.E-S.W. il n'y a pas de formation ni de volcanites

basiques du même âge. Les granites-granodiorites se sont donc mis en place à la faveur des failles N.E-S.W (CHAGIDIMIDRIATIS-KELCPERTGIS, 1984) et n'existaient pas avant les failles contrairement à ce que proposaient les auteurs comme KOSSMAT 1924, DIMITROV, KAMENOV et PETRASCHKEK, 1953. Ceux-ci ont attribué un âge Paléozoïque aux plutonites du massif du Rhodope, mais les nouvelles données (PAPADAKIS, 1965, MELIDONIS, 1969, MEYER, 1969, SCHENK, 1970, MARAKIS, 1968, LALECHOS-SAVOYAT, 1977) montrent que les granites et granodiorites selon les résultats fournis par la méthode K.Ar sont d'âge éocène, oligocène et miocène. Les plutonites sont donc syntectoniques (Panorama - Granitis) et post-tectoniques (Xanithi).

Les minéraux principaux sont le quartz, les feldspaths et le chrysotile vert. En surface, ces roches sont très altérées mais en profondeur elles forment des écrans imperméables et participent ainsi à la localisation des écoulements souterrains. Dans les granites il y a plus d'orthoclases et dans les granodiorites plus de plagioclases.

1.1.3.3. Volcanites

Les volcanites du massif du Rhodope sont des roches acides. Ce sont surtout des andésites et plus rarement des rhyodakites et rhyolites. Leur chimisme est identique à celui des plutonites (PAPADAKIS, 1972). Les volcanites se présentent sous formes de filons en liaison avec les grandes failles.

ENGLISH (1904), PETRASCHET (1921), MITROPOULOU-TRIKALINOS (1937) LIATSIKAS (1938) et GEORGALAS (1940) leur ont attribué un âge allant de Crétacé à l'Eocène-Pliocène, RETZEPERIS (1956), SOLDATOS (1961), KOPP (1966) un âge éocène-oligocène et BOCALLETI (1974) un âge Tertiaire à Quaternaire. Ces volcanites sont liées à la tectonique cassante de la région de la fin de l'Eocène au Quaternaire.

Dans la région d'étude, nous avons de petits affleurements rhyodakites au Nord-Est entre les mines et le granodiorite. Elles sont constituées principalement de quartz de feldspaths avec de grands cristaux de quartz et de biotite.

1.1.3.4. Les formations sédimentaires, tertiaires et quaternaires

Les formations sédimentaires sont du Tertiaire et du Quaternaire. Elles apparaissent à la périphérie des roches cristallines et elles remplissent les bassins. Leurs dépôts commencent après la dernière phase du plissement alpin. Leur épaisseur varie parce que le socle était déjà plissé et elles ont subi la tectonique cassante du Tertiaire et du Quaternaire.

1.1.3.4.1. Paléogène

Les sédiments du Paléogène sont de type molassique. Leur épaisseur varie de 20-100 m mais ils n'apparaissent que dans la partie sud et est du Massif du Rhodope. Dans la partie ouest (région de notre étude) et surtout dans les bassins de Nevrokopi et de Drama auxquels nous nous sommes intéressés les formations sédimentaires commencent au Pliocène.

1.1.3.4.2. Néogène

1.1.3.4.3. Pliocène

Il a été observé au nord du bassin de Nevrokopi. Il est représenté par des conglomérats-brèche indurés mais leur âge est encore discutable.

Dans la plaine ^{de Drama} ce sont des dépôts lacustres, continentaux et dans un milieu saumâtre et provenant surtout des continents voisins.

Il se présente du sommet vers la base avec des marnes gréseuses avec intercalation de sables et d'argiles puis d'argiles rouges gréseuses, des brèches pas très indurées, des argiles calcareuses, des argiles avec la turbe et des conglomérats de base pas très cimentés qui passent à un niveau sable-graviers vers le fond.

1.1.3.4.4. pliocène-Pléistocène

Ce niveau est rencontré dans le bassin de Nevrokopi, ou il est formé de pélites de couleur gris clair et vert clair et de brèches de gneiss et de schistes.

1.1.3.4.5. Pléistocène

Le Pléistocène est représenté par les anciens cônes des déjections et les anciennes terrasses composés tous deux par des brèches et des conglomérats dont les éléments sont des marbres mais aussi de gneiss, des schistes et des granites cimentés entre eux par un matériel argilo-marno-gréseux. Leur épaisseur augmente de la périphérie des bassins vers leur centre. Leurs éléments sont d'origine fluviale et continentale.

1.1.3.3.6. Holocène

L'Holocène est formé par des sables, argiles, conglomérats et des éboulis et il occupe la partie centrale des plaines. Ses matériaux sont fluviaux, continentaux ou lacustres. Les formations de l'Holocène présentent des changements de faciès verticaux et latéraux. Souvent, il est très difficile de les séparer du Pléistocène.

Du point de vue hydrogéologique toutes ces formations reçoivent leur alimentation depuis les marbres mais ce sont surtout les niveaux conglomératiques (Pléistocène) qui permettent l'écoulement considérable des eaux des marbres vers le centre de la plaine.

1.2. Le secteur d'étude (fig.1.7, 1.8)

Le secteur étudié se situe au nord de la Macédoine orientale. Ses limites sont : au nord, la plaine de Nevrokopi, au sud, la plaine de Drama, à l'est la route

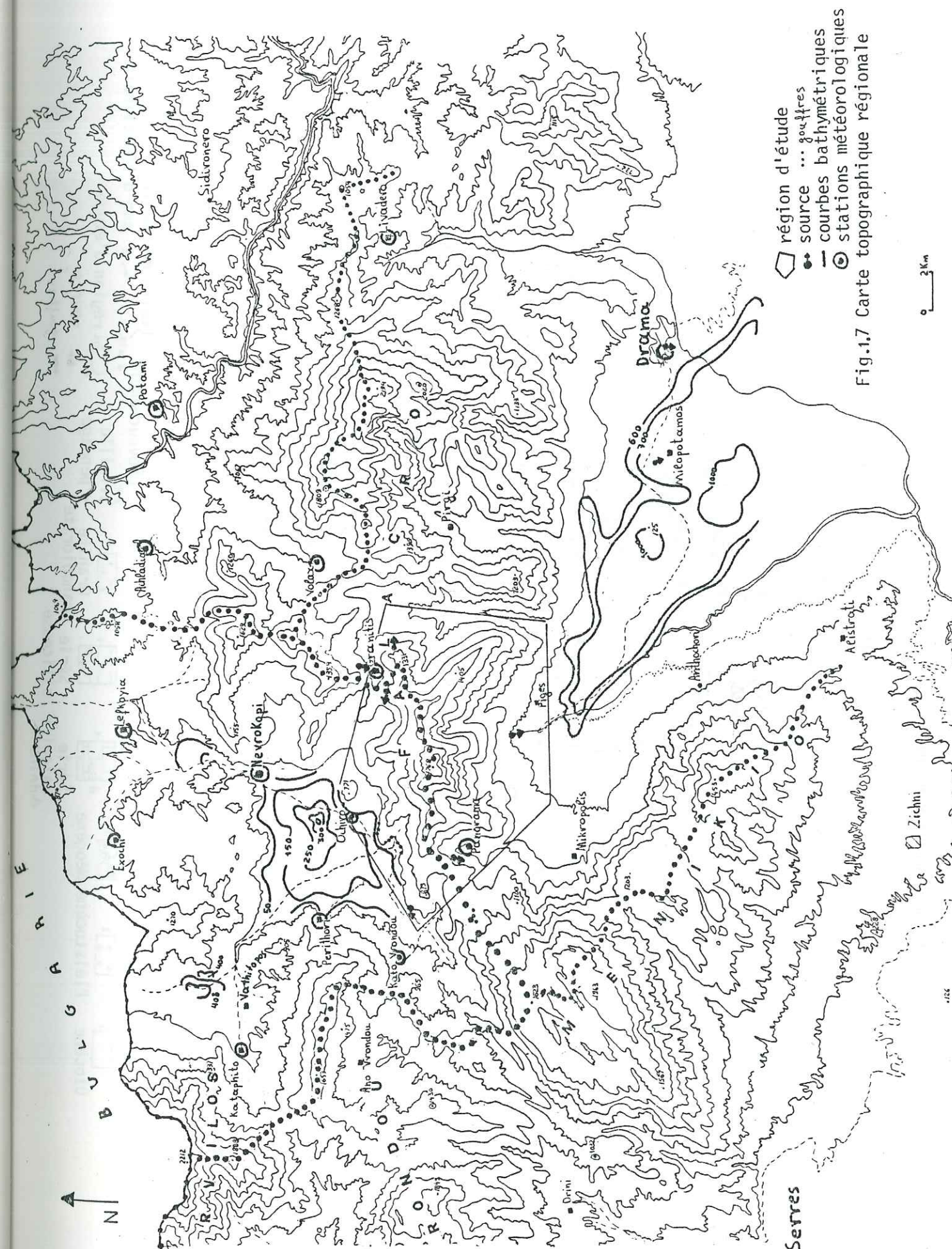
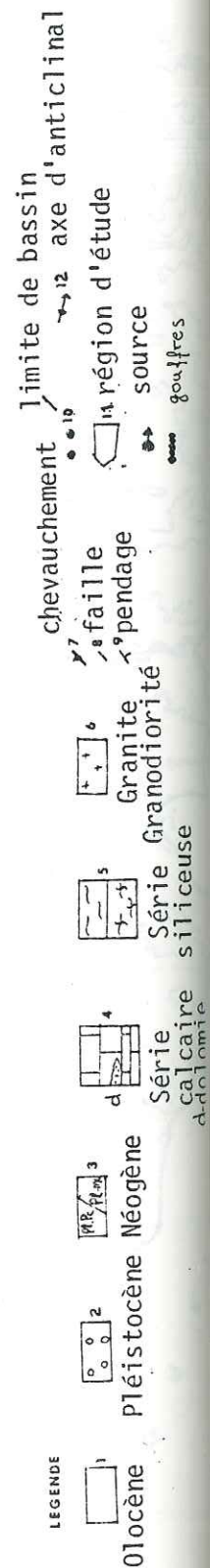
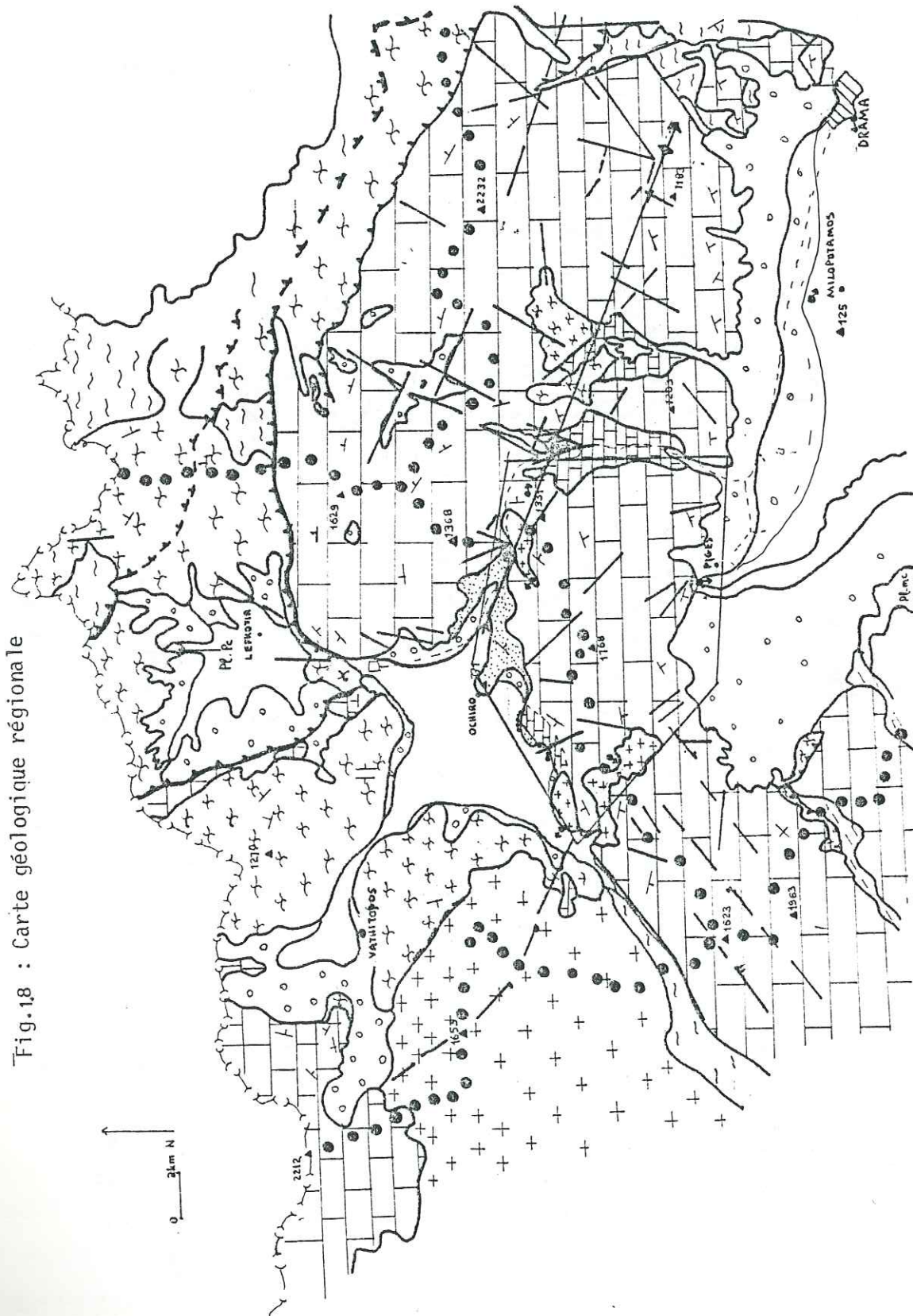
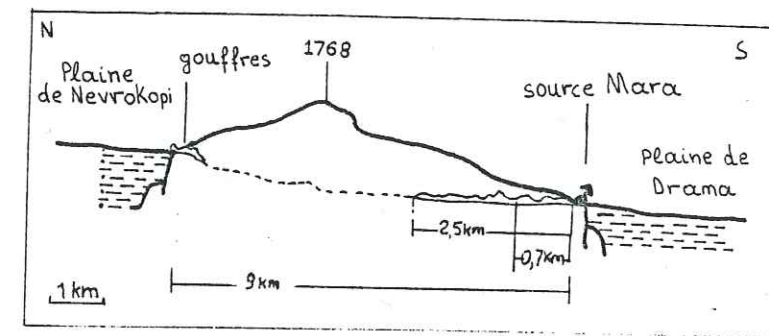


Fig.18 : Carte géologique régionale



Drama-Nevrokopi et à l'ouest la route Drama-Panorama. Sa superficie est de 103.6 km² avec 92.8% des marbres et 5.3% de granodiorite et 1.9% de dolomie. Nous avons tout d'abord étudié le système massif des marbres du N.W du Falacro-source Mara. Ce massif (point culminant à 1768 m) forme la barrière naturelle entre les deux plaines de Nevrokopi et de Drama. Nous avons donc été obligés de connaître un peu mieux les deux plaines vue la liaison qui existe entre les divers éléments géographiques (fig. 1).



Coupe schématique qui présente la liaison entre gouffres et source Mara

1.2.1. Bassin de Nevrokopi

Le bassin de Nevrokopi se divise en trois bassins : le bassin principal (bassin de Nevrokopi) proprement dit qui est le plus grand et deux plus petits au nord-est (bassin de Lefkoyia) et au nord-ouest (bassin de Vathipoto). Sa superficie totale est de 476.5 km².

Son altitude varie de 540 mètres à 2 200 m. La courbe hypsométrique (fig.1.9) donne quelques caractéristiques du bassin. 83 % de sa superficie se situe au-dessus de 540 mètres. Altitude moyenne 824,6 m, altitude de fréquence 50 % 768 m et altitude la plus fréquente 750 m.

Au point de vue géologique et géomorphologique nous séparons le bassin de Nevrokopi en plusieurs unités qui sont les suivantes (fig.1.8) :

Fig.1.9 : Courbe hypsométrique du Bassin de Nevrokopi

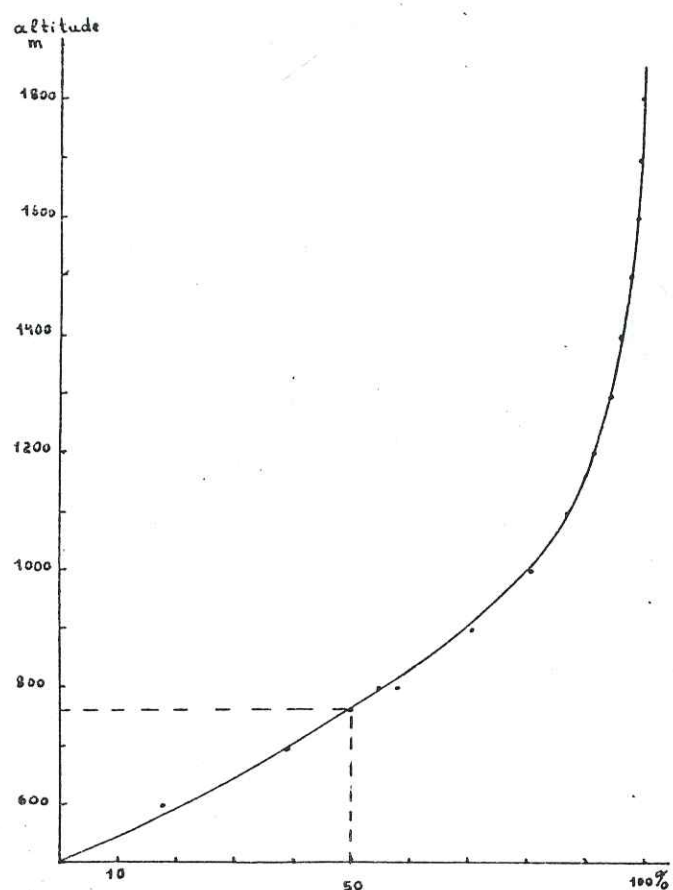


Fig.1.14 : Forages dans les marbres dans lesquels le niveau karstifié est repéré.

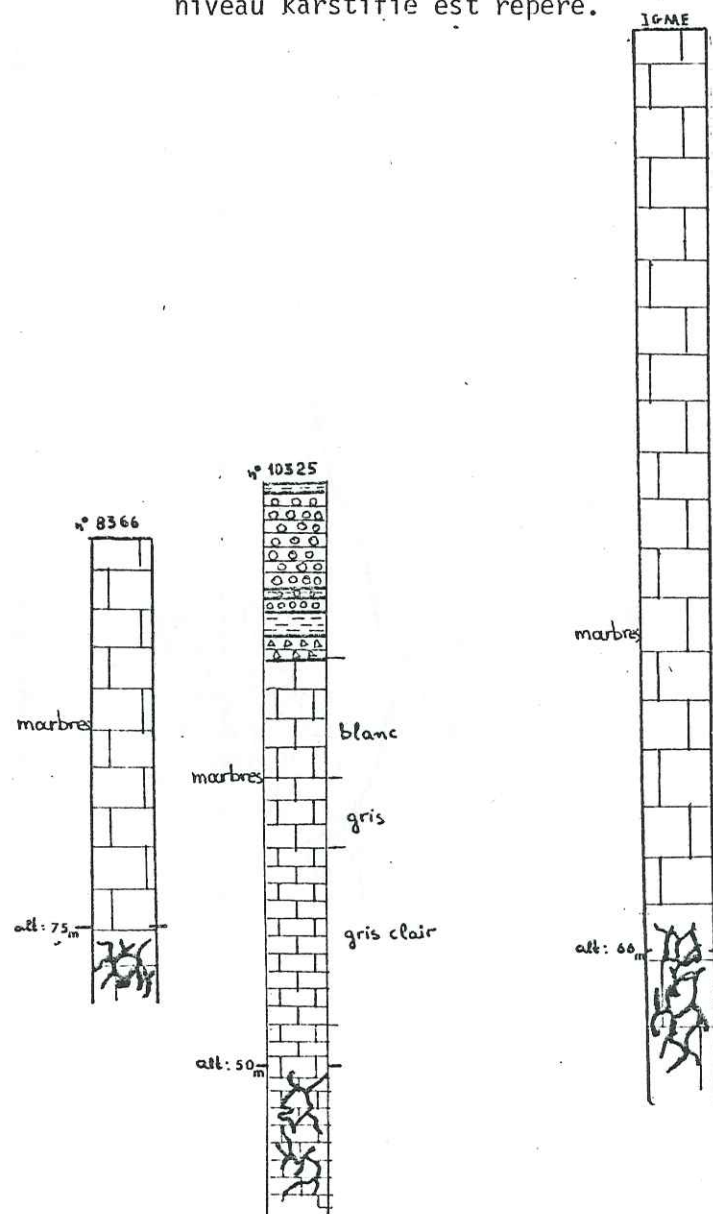
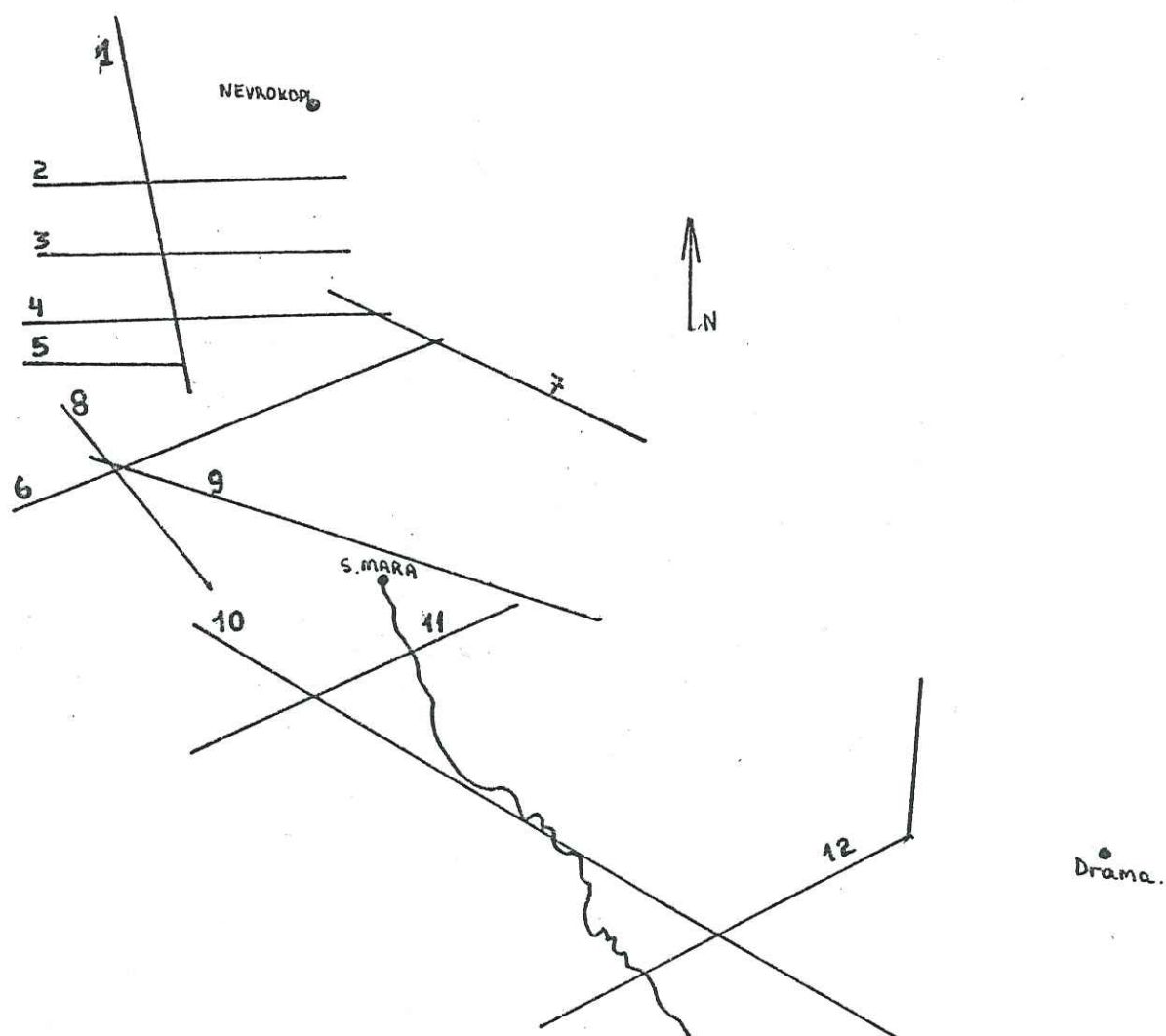


Fig.1.10 : Localisation de coupes géologiques



I. L'unité du N.E où l'altitude ne dépasse pas 1000m et où les collines sont formées de gneiss et de schistes, la plaine étant occupée par le Quaternaire.

II. L'unité de l'Est et du Sud formée par des marbres, des dolomies et des granites. Son altitude varie de 540 m à 1770 m. Les marbres, qui sont la majorité, sont plissés, fracturés et karstifiés et donnent une morphologie raide.

III. L'unité de l'Ouest-Nord-Ouest est formée par des granites, des marbres et des gneiss ainsi que du Quaternaire au fond du petit bassin de Vathitopo. L'altitude varie de 540 à 2200 m. Le point culminant se situe sur les marbres.

IV. L'unité de la plaine centrale à laquelle nous nous sommes intéressés. Son altitude varie de 550 m au nord à 537 au sud dans la région des gouffres n° 6-7.

La profondeur du bassin est de plus de 300 m (fig.1.7) sa forme est presque rectangulaire et il montre un allongement vers la direction N.E-S.W.

L'hypothèse concernant la création du bassin est que peut-être il existait initialement soit une faille N.E-S.W, soit un contact entre deux formations différentes selon cette direction : gneiss et schistes avec les marbres. Après la fin du Miocène et surtout entre Pliocène et Pléistocène se sont produites des déformations cassantes avec des failles N.E-S.W et N.W-S.E. Ces failles ont provoqué l'effondrement et la création du bassin moitié dans les marbres, moitié dans les schistes et gneiss.

Le fond du bassin d'après les forages et des recherches géophysiques est constitué par des gneiss et des marbres avec des intrusions granitiques (fig.1.11). Le remplissage est fait de formations peut-être du Miocène supérieur (argiles rouges avec un peu de sable), du Pliocène-Pléistocène inférieur (pélites vert clair et gris avec des brèches et des passages de lignite) du Pléistocène (sables avec des argiles grises ou rouges orangé avec une concentration locale des conglomérats).

Fig.1.11 : Coupes géologiques du Bassin de Nevrokopi

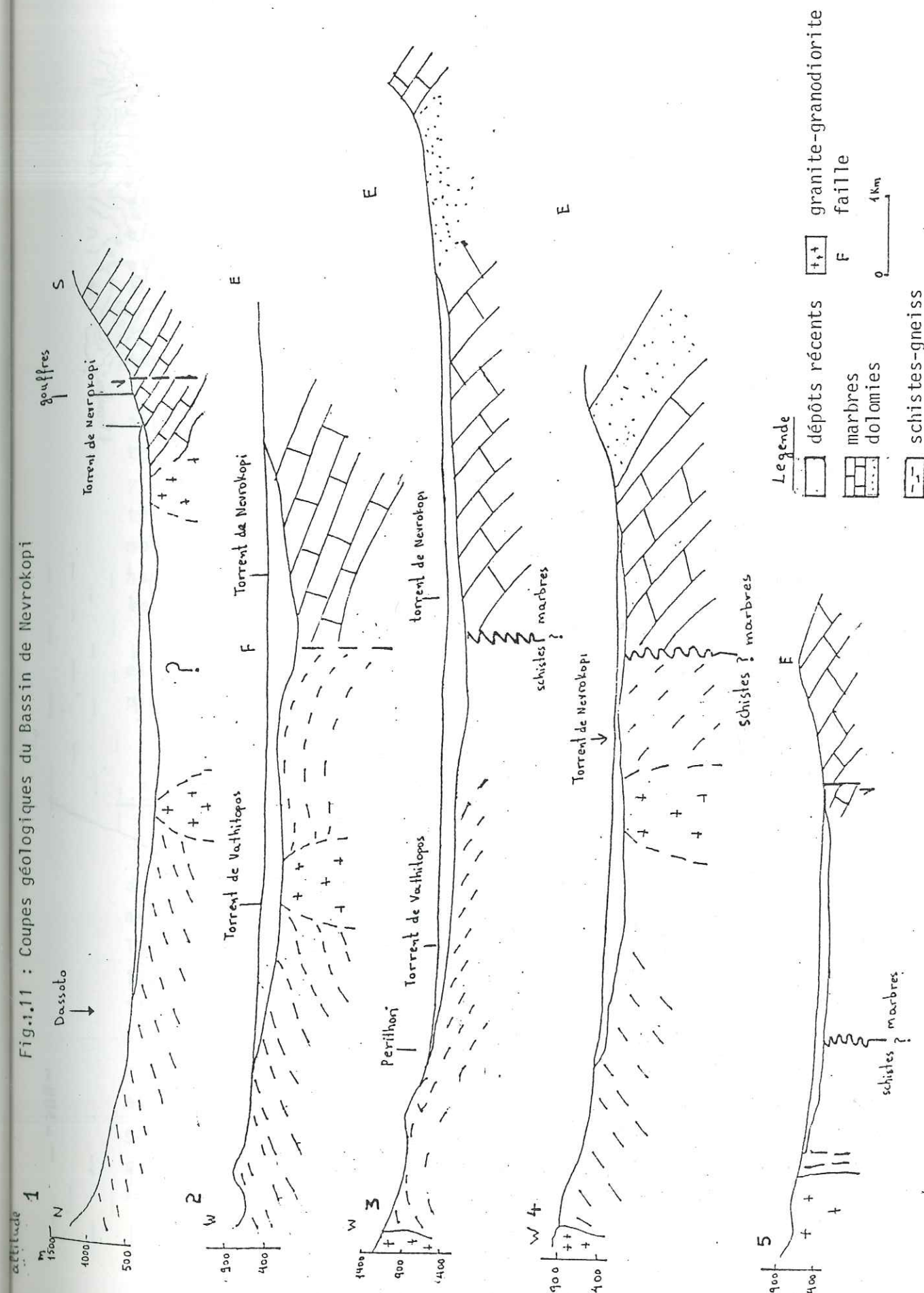
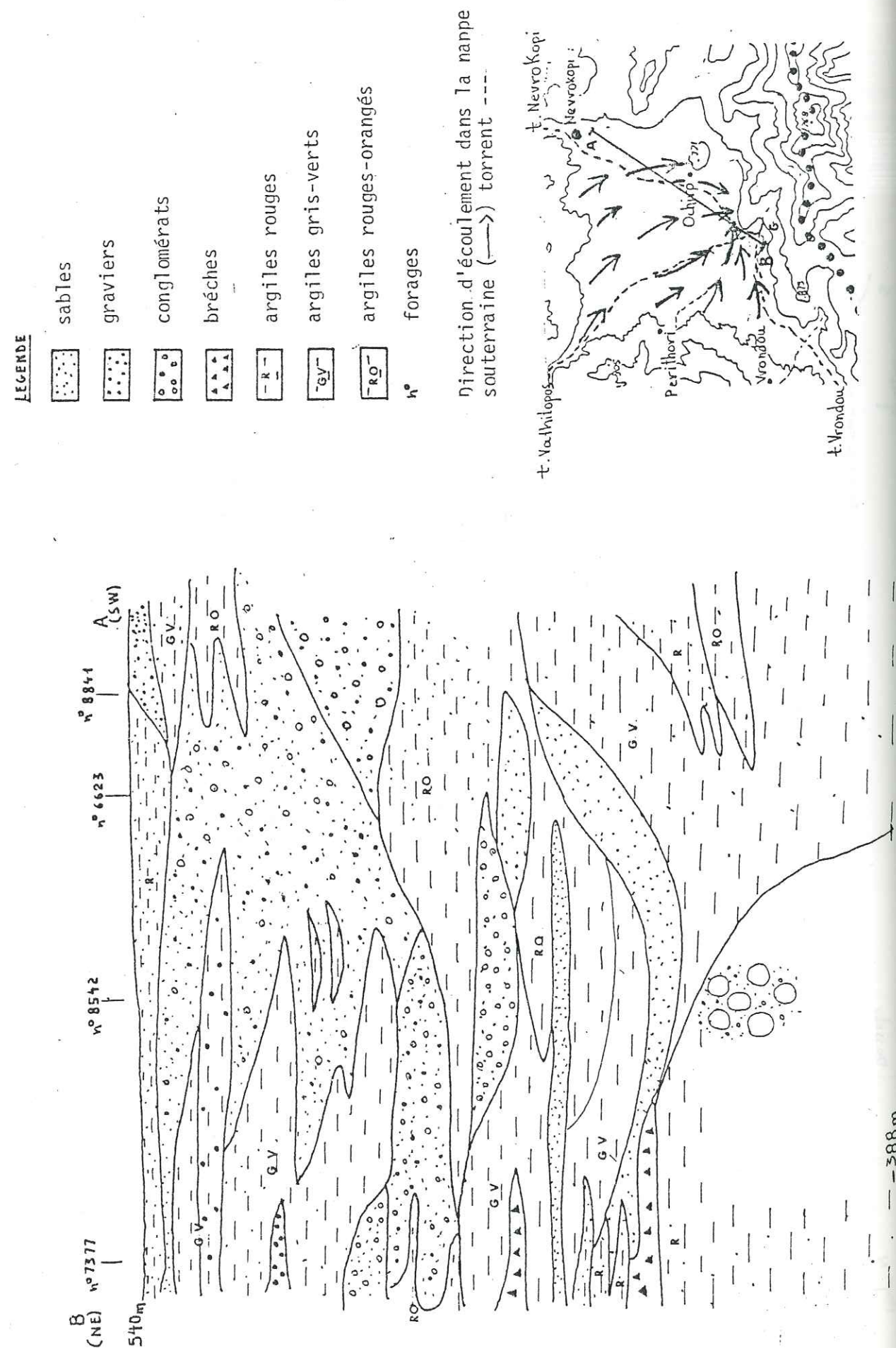


Fig.1.12 : Coupe schématique du bassin de Nevrokopi, influence de la colline d'Ochirn (N° 8542)



et des graviers surtout de gneiss et de schistes.

Au pied des montagnes, le Pléistocène se présente comme un niveau conglomératique à galets de marbres cimentés par des argiles-gréseuses. L'Holocène forme la couverture de la plaine et est composé de sables, des conglomérats et des brèches dans le lit des torrents et de sables avec des argiles rouges et des pélites sur le reste de la plaine.

Cette couche supérieure devient plus argileuse vers les gouffres. La coupe schématique montre que les couches argileuses sont plus nombreuses vers le S.W. (fig.1.12).

Les travaux antérieurs ont précisé que la nappe souterraine de la plaine n'était pas alimentée par les trois torrents (Nevrokopi, Vathitopos, Vronidou) parce qu'il y avait une couche superficielle argileuse mais était alimentée à sa périphérie par des infiltrations provenant des montagnes. Les cartes piézométriques en basses eaux et en hautes eaux ont montré que l'écoulement souterrain se fait vers la deuxième ligne de gouffres.

L'écoulement superficiel s'orient vers le sud et arrive aux gouffres qui sont creusés dans les marbres au pied de la montagne de Falacro. (fig.1.12).

1.2.2. Les gouffres

Dans la région de Ochiro, il existe deux lignes de gouffres (fig.1.13) la première où il y a les gouffres avec les numéros 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 et un peu plus loin le gouffre α et la deuxième ligne avec les numéros 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17 et 18 mais ces deux lignes sont à l'altitude de 540 m.

Dans le secteur des gouffres il n'y a que des marbres. Nous observons des marbres graphiteux gris ou rubanés et des marbres blancs qui sont dolomitisés surtout au nord du gouffre α. Il y a trois directions de failles qui dominent la première entre 0° N — 20° N, la deuxième à 40° — 60° N. et la troisième 140° — 170° N.

La région des gouffres n° 1, 2, 3, 4 est influencée aussi par les fractures 110° N. Les gouffres sont des pertes à travers les plans de discontinuité ou de vrais gouffres creusés dans le rocher. Ils sont placés soit au niveau de la plaine, soit un peu plus haut au pied des montagnes. Dans les marbres, il y a des plis isoclinaux de 10 cm à 1 mètre vers un axe N.E-S.W qui plonge vers le S.W. Surtout dans les marbres blancs.

A 575 mètres, au niveau de route qui passe au-dessus des gouffres et dans le secteur du n°1 jusqu'au n°7 les marbres présentent des plans de discontinuité quelques fois lisses à cause de l'eau mais leur ouverture ne dépasse pas 5 mm. Il y a pas de karstification avancée et nous n'avons observé qu'un seul chenal de direction N.E-S.W avec des stalactites de 30 cm de longueur.

Il y a des failles avec des remplissages de calcite. Il y en a une au n° 6 de 15 cm de largeur N.W-S.E, une autre au gouffre α d'une largeur de 60 cm de direction 60°N à pendage 75° S.E. Au point Σ nous avons observé une faille 50° N d'une ouverture de 80 cm presque verticale avec des cristaux de calcite sur les parois mais avec des stalactites de 10 cm. A partir de ce point et vers le nord, au niveau de la route, nous observons une karstification intense (marbres blancs) et des concentrations de terre rouge dans les fractures qui sont ouvertes d'environ 10 cm avec des stalactites petites et minces.

— Description des gouffres

Gouffre n° 1

Ce gouffre est plutôt une perte à travers des plans de discontinuité et surtout dans une faille de 20°N presque verticale (vue sur le terrain et en photos-aériennes). Il est presque couvert par des dépôts de sables grossiers. Des

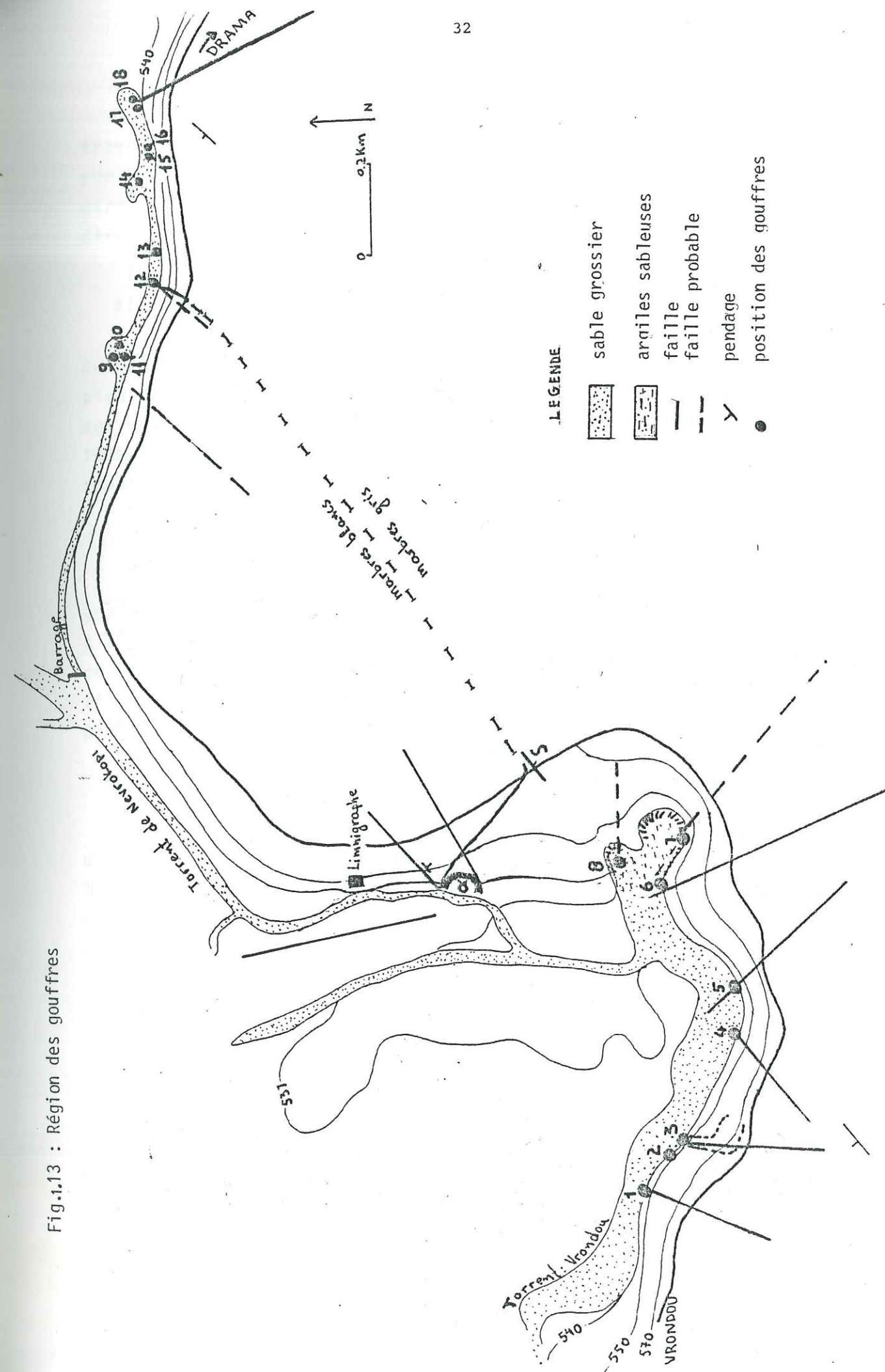


Fig.1.13 : Région des gouffres

diaclasses 110° N sont observés sur le site du gouffre.

Gouffre n°2

A cet endroit, on observe une petite surface de marbres gris foncé au niveau de la plaine couverte aussi par des sables grossiers. Mais il y a le lit d'un très petit torrent qui arrive là et c'est l'indication qu'il y a un écoulement vers ce point. Nous avons observé aussi des diaclasses de direction 120° N avec un pendage 70° N.E. Le fonctionnement de ce gouffre est probablement dû à la pression de la faille presque N-S qui passe à côté (photos aériennes - mesure au terrain).

Gouffre n° 3

Ce gouffre s'appelle le grand gouffre. C'est ici où le torrent de Nevrokopi aboutissait avant la construction des digues en terre. On a en effet construit de petites digues en terre pour canaliser les eaux des torrents mais il y a eu des inondations qui ont détruit les digues et les matériaux ont été amenés aux gouffres qui ont été remplis par les matériaux. D'après PETROCHILLOS (1952) qui a visité ce gouffre, avant la fermeture, au début il y a un couloir presque N-S et après il y a dans la direction E-W une salle dont le sol est couvert par les eaux comme un lac. A la périphérie le toit s'abaisse et au niveau du sol, nous voyons qu'il y a des pertes.

Ce gouffre est creusé aussi dans des marbres gris foncé et d'après les observations sur photos aériennes et sur le terrain, il y a une faille presque N-S environ à l'emplacement du gouffre n° 3. Nous avons mesuré aussi des diaclasses de direction 120° N.

Gouffre n° 4

Il se situe sur une surface d'une superficie de 10 m^2 de marbres gris foncé ayant une direction 60° N et un pendage 65° N.W. Là, le fonctionnement est dû aux pertes

traversant des plans de discontinuité. D'après les mesures sur le terrain, ce gouffre doit être sur une faille de direction 50° N. plongeant vers le N.E. Des fractures de direction $90-100^{\circ}$ N sont aussi observées.

Gouffre n° 5

Il se situe au pied d'une surface où aussi de marbres de 16 m^2 environ, marbres graphiteux rubanés. Au pied de cette dalle il y a des sables grossiers. Le drainage des eaux se fait principalement par une faille de direction 135° N, et de pendage 80° N.E. On a rencontré aussi des fractures 110° N presque verticales.

Gouffre n° 6

Ce gouffre est creusé dans les marbres gris graphiteux rubanés. Nous avons observé que la direction d'écoulement était le NW-SE. Son creusement est dû à l'existence de deux failles, l'une 160° N et à pendage 75° S.W et l'autre $120-140^{\circ}$ N et à pendage 35° S.W. Le drainage principal des eaux des torrents se fait par ce gouffre.

Gouffre n° 7

Ce gouffre colmaté par des argiles rouges avec un peu de sable, est peut-être situé sur une faille $120-140^{\circ}$ N pentée vers le S.W. L'infiltration ici est très lente et nous ne pensons pas qu'il y ait une évacuation des eaux considérables par ce gouffre.

Gouffre n° 8

Ce gouffre est colmaté lui aussi. Mais après les travaux, il a montré une certaine capacité d'évacuation. Peut-être y-a-t-il là une faille 90° N (mesures du terrain) et le passage d'une faille 50° N qui passent un peu plus au nord.

Gouffre a

Ce gouffre est dans les marbres gris graphiteux rubanés mais juste à côté il y a des marbres blancs dolomités avec deux chenaux karstiques (diamètre de 0,5 m) qui montrent un plongement vers le S.W. Son creusement est dû à la présence de trois failles 170° N, 63° N, et 50° N qui se recoupent là. Sa capacité de drainage est limitée et il fonctionne de moins en moins parce qu'il y a une concentration d'argiles à sa sortie qui est au niveau de la plaine qui est dominé par une falaise.

—Deuxième ligne des gouffres

Les habitants de la région ont fait construire un canal qui part de petits barrages vers la deuxième ligne de gouffres pour évacuer les eaux quand les eaux du lac contemporain montent vers le village d'Ochiro.

Gouffres n° 9, n° 10, n° 11

Ils se trouvent presque au niveau de la plaine recouverts par des argiles rouges. On a fait des travaux ici pour arriver aux marbres mais ceux-ci sont recouverts par les argiles et la construction au gouffre n° 9 s'est effondrée. Les gouffres précédents sont creusés au niveau d'une faille de direction 40° N.

Gouffre n° 12

Ce gouffre est creusé dans des marbres blancs au niveau de la plaine mais il est plus au moins souvent recouvert par des argiles. Il se situe probablement sur le tracé d'une faille de direction 40° N observée sur les photos aériennes.

Gouffre n° 13

Il est recouvert par un ancien cône de déjection avec des intercalations argileuses.

Gouffre n° 14

Creusé au niveau de la plaine, il s'ouvre dans des marbres gris. Les mesures des fractures ont montré qu'il existe deux familles de fractures l'une 30° N presque verticale et l'autre 140° N à pendage 40° S.W.

Gouffres n° 15- n° 16

Ces deux gouffres n'en forment maintenant plus qu'un seul au niveau de la plaine. Ils sont recouverts des argiles rouges.

Gouffres n° 17- n° 18

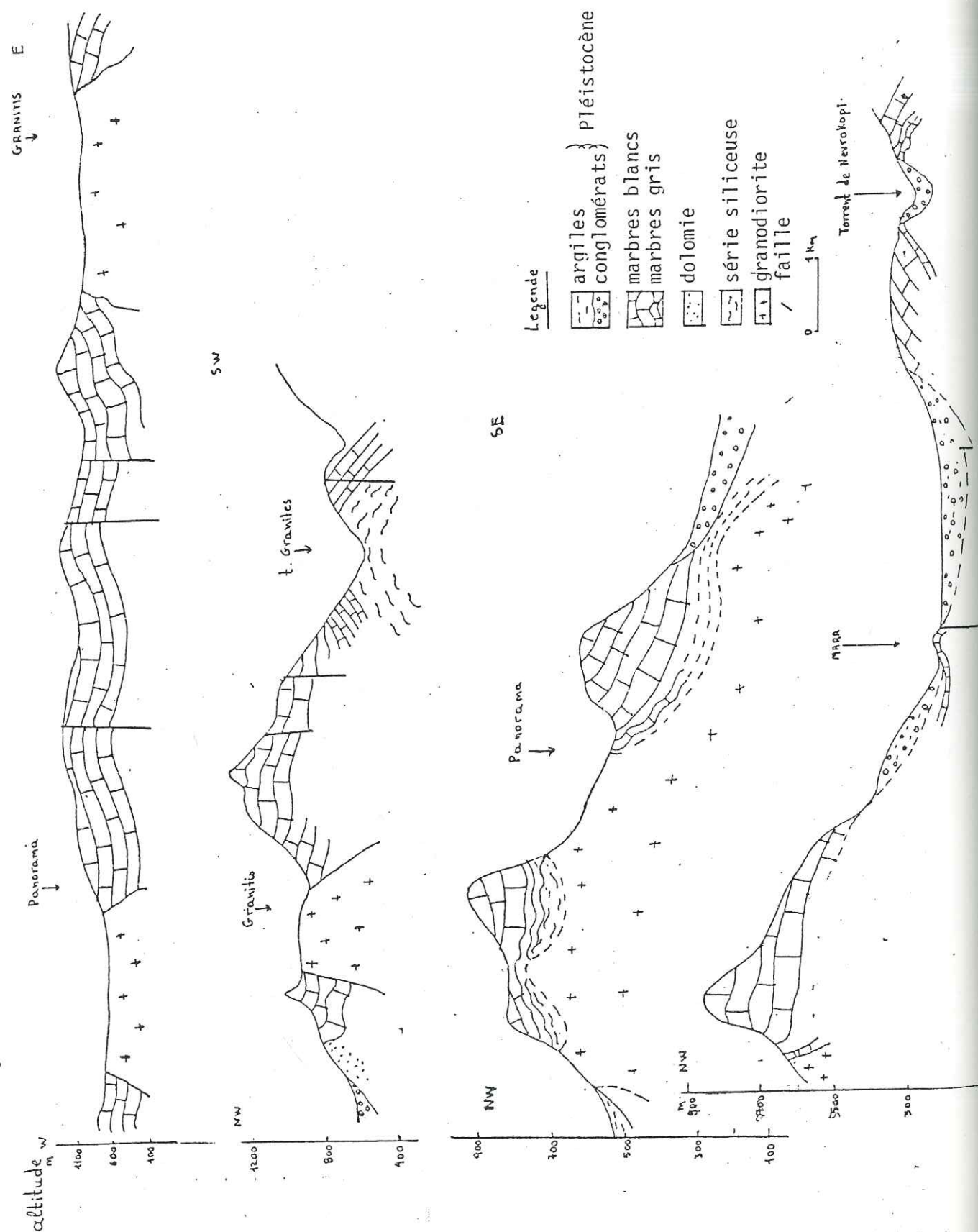
Après les travaux réalisés ils forment eux aussi un seul gouffre dans les marbres un peu au-dessus du niveau de la plaine. Là, nous avons observé une fracture avec une ouverture de 20 cm au début et qui devient 10 cm après avec des parois lisses à cause de la circulation des eaux. Cette faille a une direction 160° N et est presque verticale.

Vue la stratification (60° N) et la fracturation, nous pouvons dire que tout l'écoulement converge vers la région de la grande faille 160° N qui passe à côté du gouffre n° 6.

1.2.3. Massif de marbres du sud-ouest du Falacro

Le secteur étudié des marbres est la partie sud du Falacro occidental. Il est sur le flanc méridional du grand anticlinal du Falacro (120° N). Les recherches aéromagnétiques ont montré qu'il existe un corps au-dessous de l'anticlinal mais il n'est pas sûr que ce soit la granodi-

Fig.1.15 : Coupe géologique du S.W Falacro



orite.

Ses limites sont: au nord la plaine de Nevrokopi, les dolomies, la granodiorite du village de Granitis et la granodiorite de Panorama (fig.1.8). Au sud, la plaine de Drama, à l'est les affleurements de marbres gris graphiteux et à l'ouest la granodiorite de Panorama.

L'échelle lithostratigraphique est présentée à la fig.1.6. Ce massif est plissé et comporte essentiellement des plis d'axe N.E-S.W bien marqués dans les niveaux de marbres blancs.

Le massif est fracturé selon trois directions principales N.E-S.W et N.W-S.E et presque N.S. Nous ne voyons pas de grands accidents. Nous n'observons pas des failles de direction 90-110° N mais cet élément tectonique est présenté dans toutes nos mesures.

Comme nous l'avons déjà dit dans la région des gouffres nous n'avons observé qu'un seul chenal dans les marbres gris au-dessus du niveau de gouffres. Dans ces marbres gris et sur la route Drama-Nevrokopi, sur une longue distance, nous avons observé deux ou trois chenaux peu évolués. Sur la route Drama-Panorama les marbres qui sont représentés par le niveau gris près des granodiorites et blancs vers le sud ne présentent qu'une légère karstification superficielle. La grotte de Mara est creusée dans les derniers niveaux des marbres gris (sortie) pour les premières 100 mètres. Les forages (fig.1.14) nous ont montré que la karstification ne commence pas tout de suite dans les marbres car ils traversent d'abord un niveau avec des fractures non karstifiées et c'est au niveau bas des marbres gris là où la teneur en graphite diminue que commence la karstification.

Nous pouvons conclure que la karstification se situe dans le niveau inférieur des marbres gris et est due à la fracturation et aux fentes de distension déterminées par le plissement. Il n'y a que quelques chenaux individualisés au-dessus de ce niveau.

Les coupes géologiques (fig.1.15.) nous informent sur la structure du massif sud-ouest du Falacro.

1.2.3.4. Réseau hydrographique (fig.1.16)

Nous pouvons dire que le réseau hydrographique des marbres est un réseau fossile. Nous n'avons vu d'écoulement dans aucun torrent sur les marbres. En ce qui concerne le torrent de Panorama où il y a de la végétation (arbres) le lit du torrent est colmaté par les produits d'altération des granodiorites de Panorama.

Nous avons mesuré les directions du réseau hydrographique et nous avons vu que le réseau hydrographique suit les directions des failles observées. Le massif a été divisé en secteurs pour déceler ses particularités si elles existaient.

Au nord-ouest, le cours d'eau principal a une direction 120° N mais les cours d'eau des affluents ont des directions 0° N et 170° N et aussi avec un peu moins d'importance 40° N.

Au centre nord, le cours d'eau principal à la direction 145°N et les cours d'eau des affluents les directions 0°N , 50°N , 150°N et 110°N .

A l'est-nord-est, il y a trois cours d'eau principaux. Le plus grand a une direction 0° N et les deux autres sont 90° N et 120° N. Les directions des affluents sont 60° N, 90° N, 40° N, 120° N.

Au sud, le cours d'eau principal est 0° N, 160° N, et 140° N et les cours d'eau des affluents à 130° N, 30° N et à un degré moindre 110° N et 60° N.

Il faut mentionner que, dans les deux granodiorites, les cours d'eau principaux sont E-W.

Nous avons observé que les directions des cours d'eau principaux sont soit N.S, soit E.W, soit ~~N.W-S.E~~ tandis que les cours d'eau des affluents ont toujours la direction N.E-S.W. Nous pouvons donc dire que le réseau hydrographique suit essentiellement les directions de la tectonique cassante du Néogène et du Quaternaire mais qu'il reste quelques traces de l'influence de la tectonique antérieure (N.E-S.W) sur le réseau hydrographique.

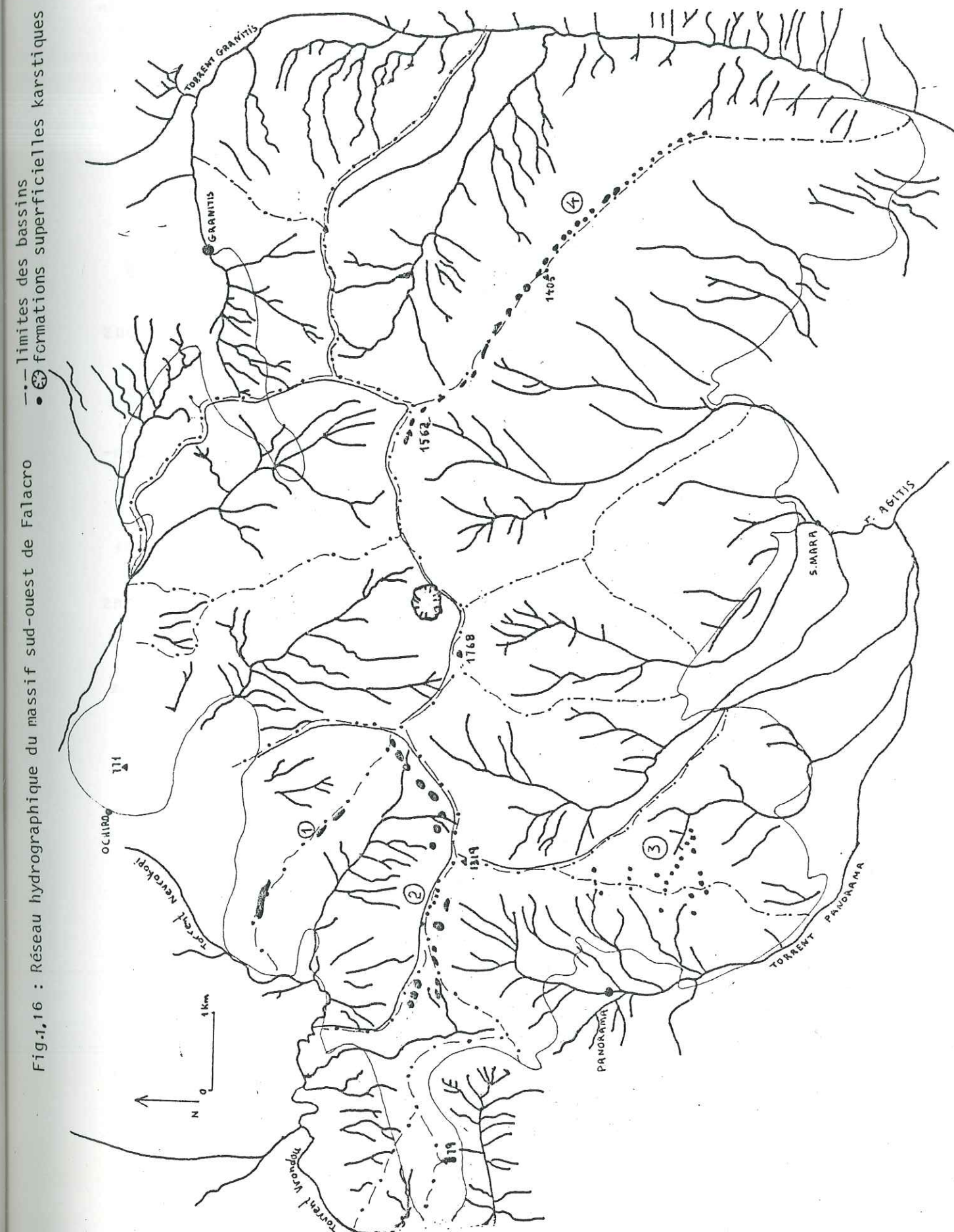


Fig.1.16 : Réseau hydrographique du massif sud-ouest de Falacro

1.2.3.3. Les formes karstiques superficielles

Les formes karstiques qui sont observées sur les photos aériennes sont reportées sur la figure 1.16. Elles sont placées sur les sommets des montagnes dans la partie ouest et sud-est de la région d'étude mais pas au centre ni au nord-est.

Nous les avons séparées en deux catégories. La première qui contient les groupes 1 et 3 développés entre les altitudes de 700m à 1000m et la deuxième qui contient les groupes 3 et 4 développés au-dessus de 1000m et au-dessous de 1500m.

Leurs formes sont soit rondes, soit allongées avec une longueur de plus de 10 m. Une seule d'entre elle donne l'impression d'être très profonde et véritablement étendue.

Les formes karstiques sont toujours sur des failles et nous pouvons dire que les groupes 1 et 4 sont alignés selon la direction de la faille 130° N, le groupe 3 selon une direction 10° N et le groupe 2 selon deux directions 110° N et 60° N.

1.2.3.2. Courbe hypsométrique du sud-ouest du massif du Falacro

La figure 1.17 présente la courbe hypsométrique du sud-ouest de Falacro. Les valeurs caractéristiques sont :

- altitude moyenne : 813 m
- altitude de fréquence 50 % : 800 m
- altitude la plus fréquente : 850 m

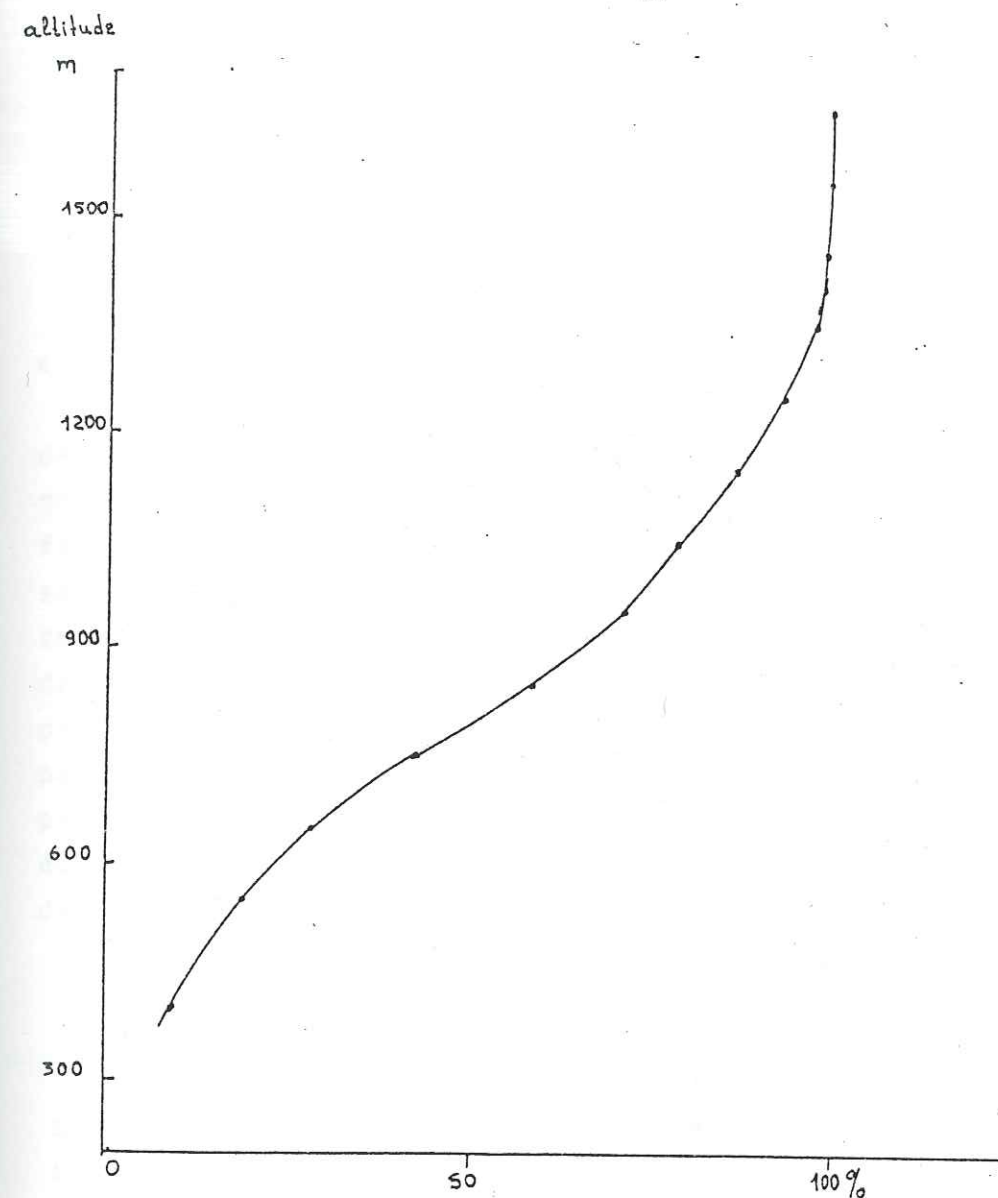


Fig. 1.17

1.2.3.4. Comportement hydrogéologique de la région sud-ouest du Falacro

Ce massif au point de vue hydrogéologique est bien limité au nord par les dépôts argileux (fig. 1.12) de la plaine de Nevrokopi, les dolomies et les granodiorites de

Granitis (fig.18). A l'ouest, il est aussi bien délimité par l'intrusion de granodiorite de Panorama. Mais, à l'est nous voyons apparaître surtout des marbres ce qui peut laisser supposer l'existence d'un écoulement souterrain depuis le massif voisin vers notre massif. Vers le sud, notre massif alimente les dépôts du Pliocène et du Quaternaire comme le montrent les données des forages.

Sur ce massif, nous avons observé qu'il y a la source Mara (altitude 122,5 m) au sud du massif et un autre groupe de sources qui apparaissent à une altitude comprise entre 700 et 800 m. Ces sources sont à l'ouest, la source de Panorama (altitude 690 m), la source Nouera (altitude 540 m) et à l'est la source d'Ochiro (altitude 760 m), la source au kilomètre 28 de la route de Drama-Nevrokopi (altitude 810 m) et la source de Granitis (altitude 820 m).

Pour les sources Nouera, le kilomètre 28 et Granitis nous ne présentons que leurs positions sur la carte géologique parce que soit elles ne présentent pas un écoulement perenne soit elles sont difficiles d'accès.

- La source Nouera est au niveau de la plaine de Nevrokopi (fig.1.18) et elle sort de granodiorites mais nous croyons que ce sont des eaux des marbres qui se trouvent au-dessus et qu'à travers une faille 120° N (vue par les photos aériennes) les eaux arrivent à ce niveau. Cette source fonctionne surtout en hiver et au printemps.

- La source Panorama (fig.1.18) sort au niveau du contact des granodiorites et de skarn au niveau d'une faille 140° N mais nous croyons que ce sont des eaux qui arrivent ici depuis les marbres qui se trouvent un peu plus haut au dessus. Le niveau des marbres gris foncé est observé à 700m environ. Nous pouvons dire que les failles N.W-S.E en liaison avec les granodiorites jouent le rôle d'écrans pour les eaux qui sont amenées ici par la faille 170° N qui draine les marbres. Vue la karstification superficielle les marbres correspondent au niveau supérieur des marbres blancs.

Nous pouvons donc dire que les eaux de la source proviennent du drainage des marbres mais plutôt du

niveau des marbres blancs (niveau supérieur).

- Source du kilomètre 28, elle sort de marbres au contact avec les granodiorites et il y a des intrusions de rhyodacite entourée par des failles 10° N, 100° N et 50° N. (fig. 19).

- Sources Granitis, elle se trouve au contact des marbres et des granitis à côté des failles 0° N et 70° N. (fig.1.19)

- Source d'Ochiro (fig.1.19), elle sort des granodiorites, au-dessous d'une région fortement faillée. Il y a en effet une grande faille 160° N qui passe probablement à côté et d'autres failles de direction 60° N, 10° N, E-W et 40° N. La dernière faille se trouve au-dessous de la source. Nous pensons que les eaux de cette source proviennent elles aussi des marbres, et arrivent dans les granodiorites par les failles, mais les eaux n'arrivent pas jusqu'au niveau des marbres situés plus bas dans la pente parce qu'il doit exister une formation imperméable à une faible profondeur. Dans le secteur, nous avons une grande lentille de dolomies plissées avec les marbres. Il est possible qu'au-dessous des granodiorites, il y ait donc des dolomies.

- Source Mara. Cette source est la sortie d'une rivière souterraine (fig.1.20). Elle sort au point d'intersection de trois failles 110° N pendage 65° S.W, 6° N pendage 78° S.W et la troisième 160° N pendage 30° S.W. La sortie est creusée dans des marbres gris rubanés avec micas direction $110-120^{\circ}$ N pendage 30° NW. Toutes les surfaces portent des stries 220° N à plongement 40° SW qui traduisent le mouvement d'une faille normale.

1.2.3.6 La grotte de la source Mara

La source Mara est la sortie d'une grotte (fig.1.21) qui a une grande extension longitudinale et comme elle est en liaison avec les gouffres d'Ochiro, sa longueur totale doit être d'au moins 9,5 kilomètres. Elle a été exploitée sur les 2,5 kilomètres du tronçon aval par des spéléologues Grecs et Français mais nous n'avons pu personnellement étudier que les 750 premiers mètres.

Fig.1.18 : Localisation des sources Panorama (P), Nouera (N)
Coupe géologique (AB) de la source P

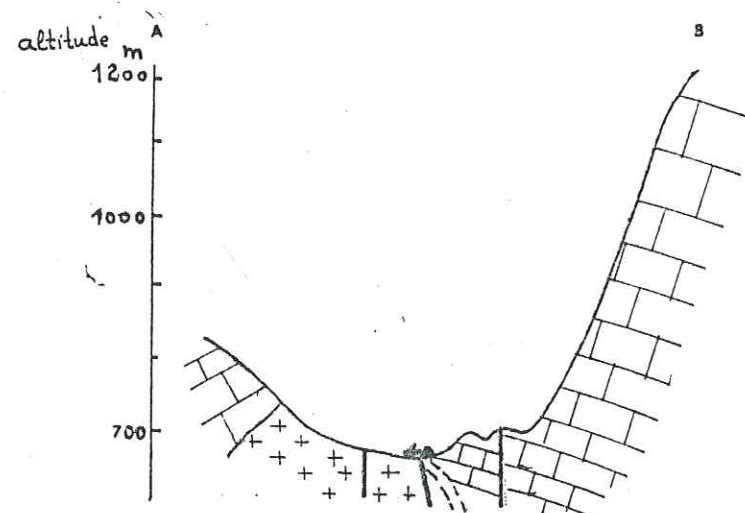
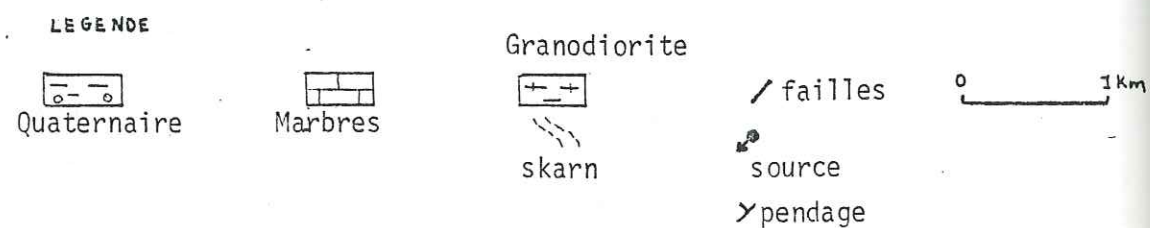
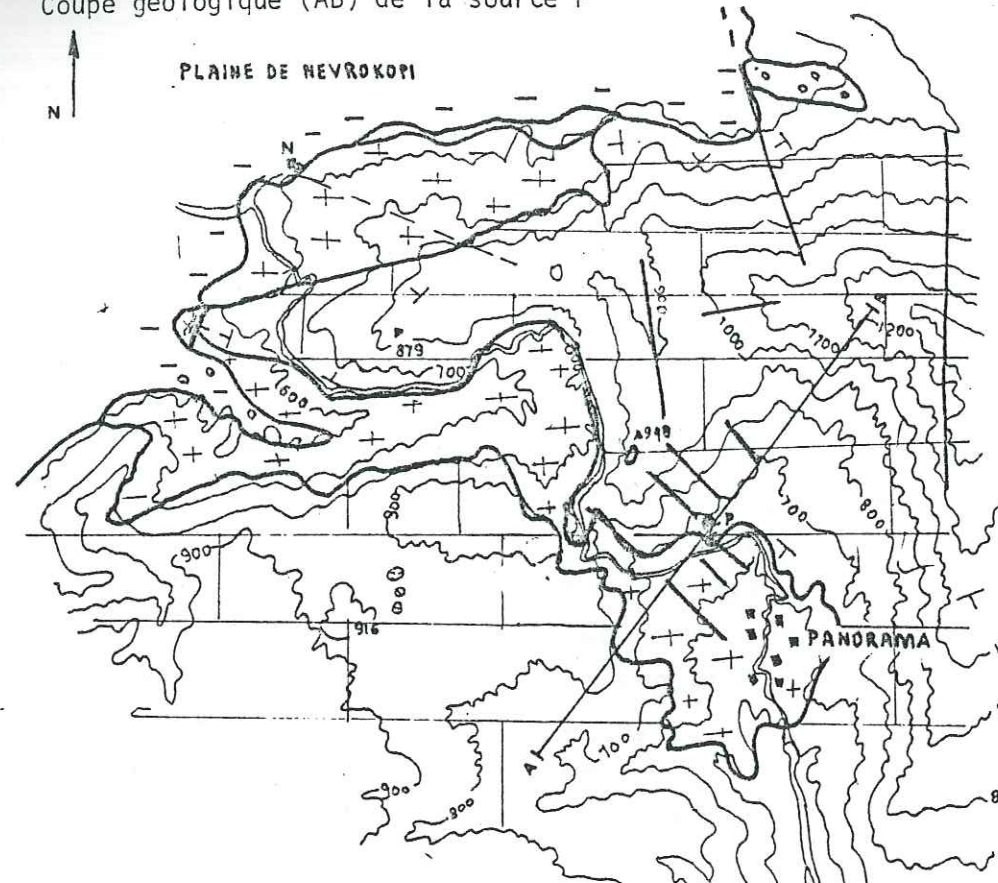
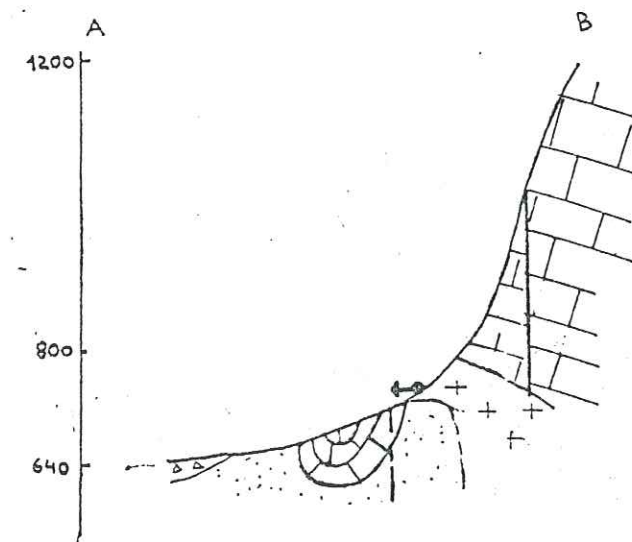
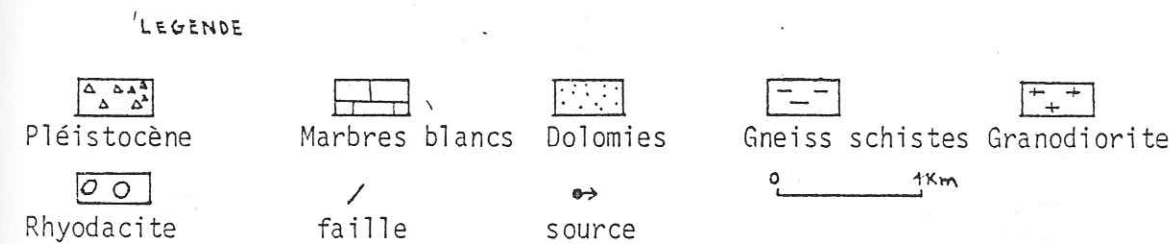
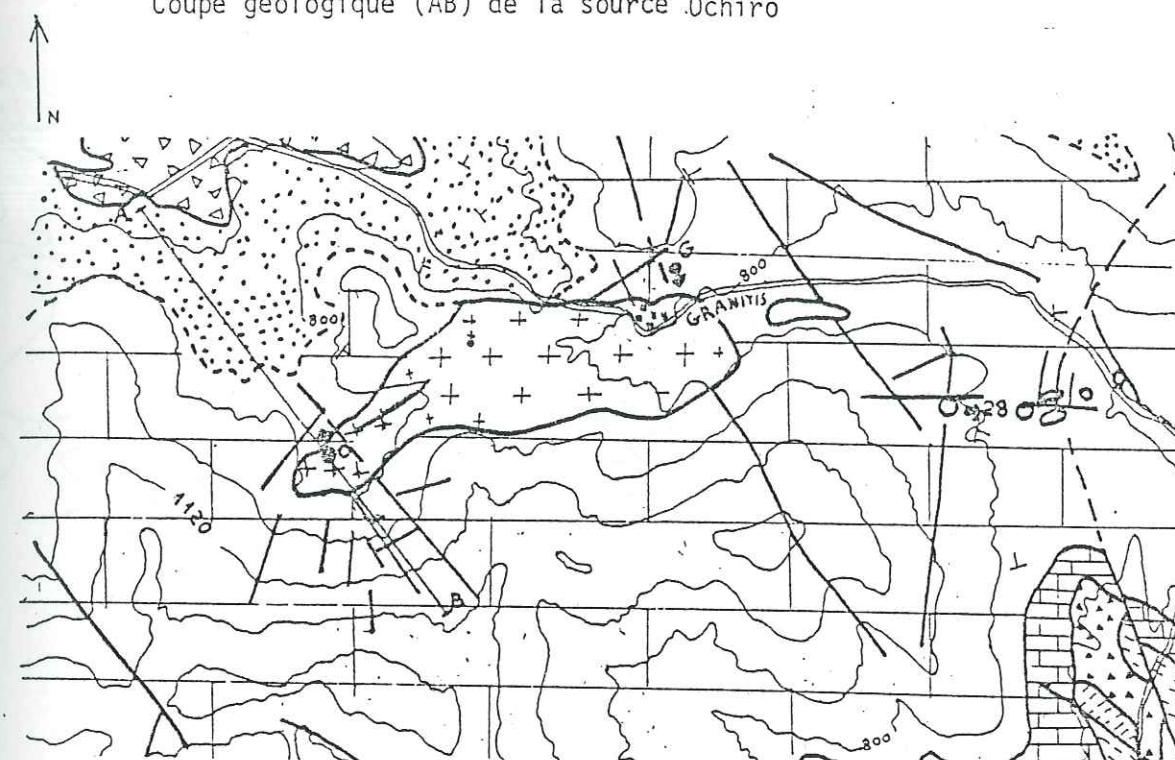
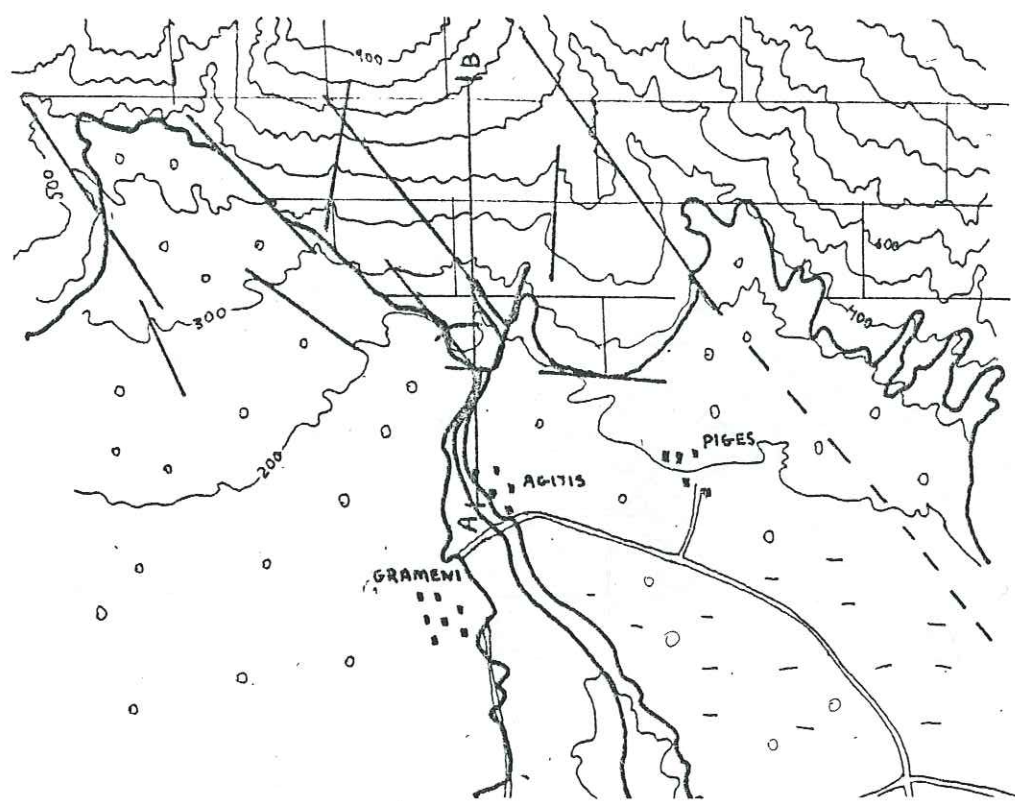


Fig.1.19 : Localisation des sources Ochiro (O), Granitis (G), Km 28 (28)
Coupe géologique (AB) de la source Ochiro



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

Fig.1.20 : Localisation de la source Mara
Coupe géologique (AB)



LEGENDE

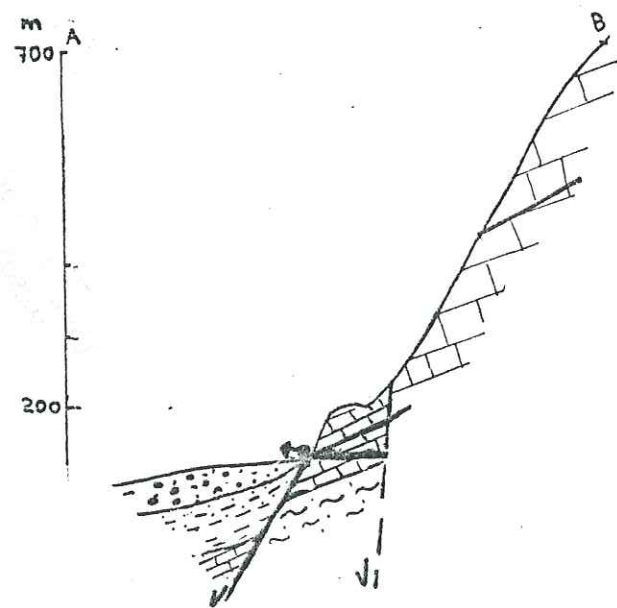
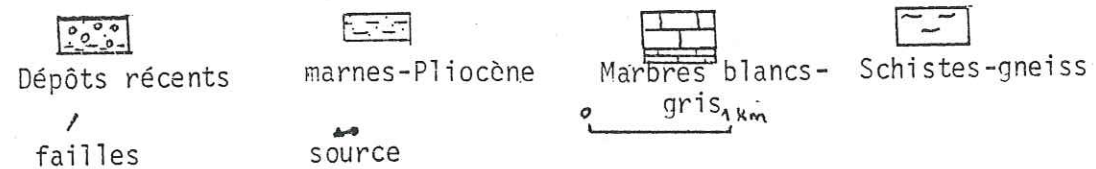


Fig.1.21 : Situation de l'axe de la grotte Mara
limnigraphe

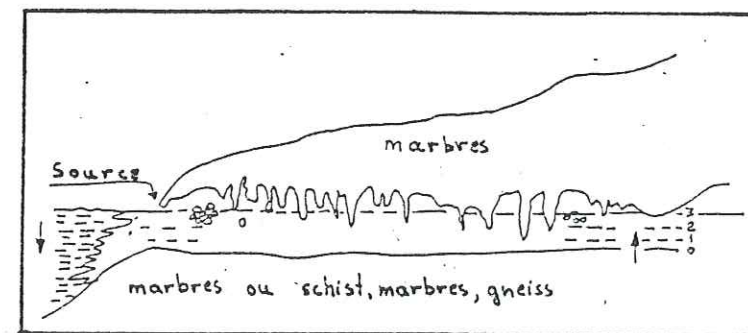
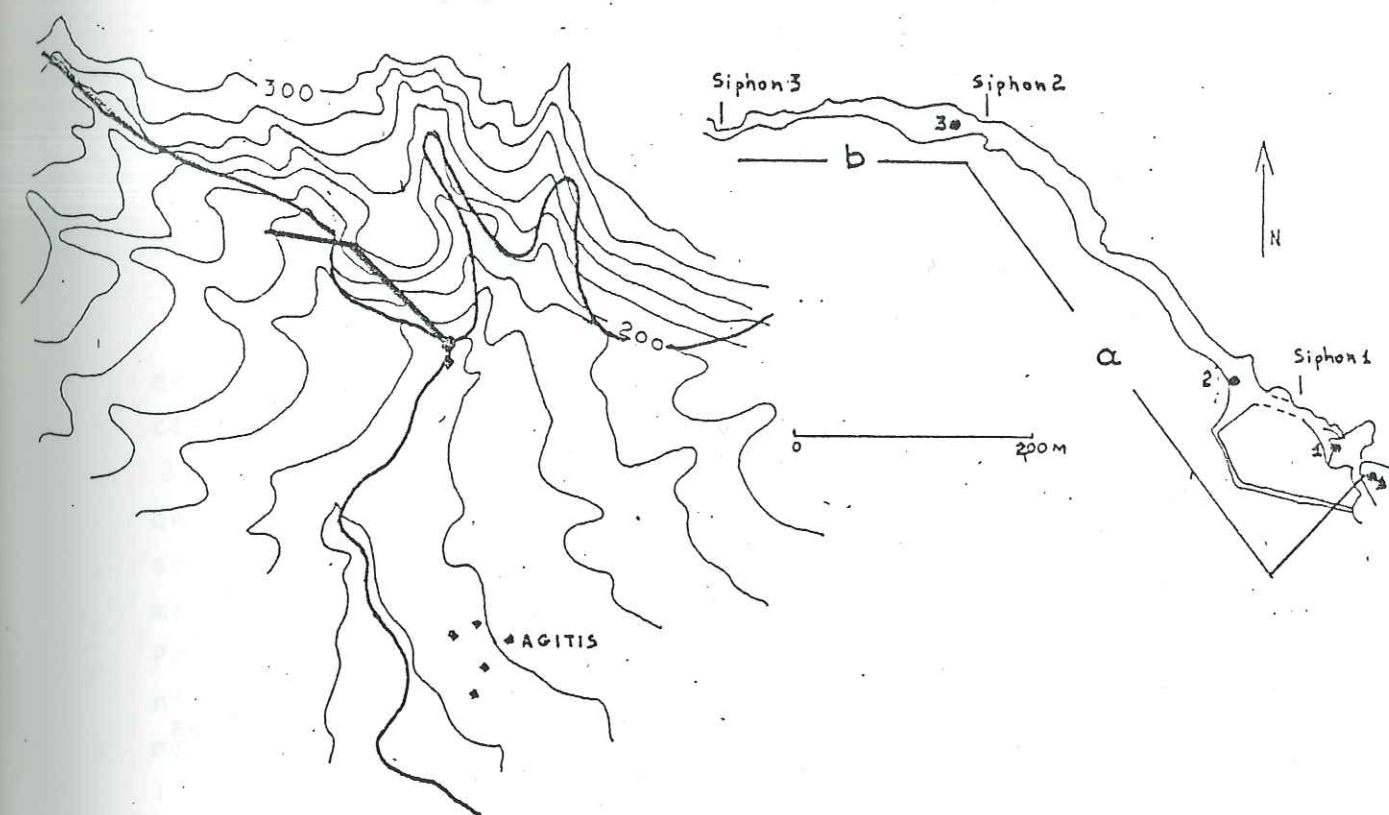


Fig.1.22 : Schéma de l'évolution probable de la grotte Mara

L'axe de la grotte a une direction 140° N pour les premiers 425 mètres et puis elle tourne à gauche et il prend une direction 110° N. Nous avons constaté que l'axe de la grotte suit les deux directions des failles principales observées dans ce secteur (fig. 1.20 source Mara).

La partie a de la grotte est creusée dans les marbres gris qui deviennent des marbres gris rubanés avec micas à la sortie. Probablement, l'axe b est dans ces marbres et sous les niveaux conglomératiques.

Le niveau commence à 122.6 m et monte doucement d'environ 1.5 m. La largeur de la grotte varie entre 8 et 30 mètres et sa hauteur entre 0.5 et 12 mètre. On peut observer des stalactites qui sont massives et quelques unes s'enfoncent dans le dépôt des sables qui couvre le lit de la rivière. Il n'y a peut-être jamais eu de stalagmites.

Le fond de la grotte est occupée par des sables surtout des sables grossiers et par des niveaux argileux vers la sortie. On rencontre des dépôts de minéraux lourds (Mn, Fe) concentrés sur les côtés de la grotte.

La grotte selon l'axe a est creusée dans un anticlinal parallèlement à l'axe de celui-ci, mais nous ne voyons pas la fin de cet anticlinal mais nous avons observé un léger plissement N.E-S.W à l'Ouest de la sortie. On peut penser qu'ici il y avait un léger plissement N.E-S.W qui a été repris dans une phase de plissement N.W-S.E qui domine aujourd'hui dans le Falacro.

A la longueur de 750 mètres, il y a trois siphons. Nous ne pouvons pas continuer derrière le siphon trois.

Au toit de la grotte, il y a quelques chenaux qui arrivent et l'un à un diamètre d'un mètre environ. Le fond de la grotte est formé soit par des marbres rubanés soit par le niveau de schistes gneiss avec intercalations des couches des marbres. Il se trouve plus bas que le niveau actuel de la plaine. Le niveau actuel de la plaine s'élève à cause des dépôts sédimentaires et la grotte a commencé à être remplie par les sables et les argiles entraînés par les eaux provenant des gouffres.

1.2.4. Le Bassin de Drama (fig. 1.7, 1.8)

C'est un bassin qui se trouve au sud du massif étudié et qui avec le bassin à l'ouest de Serres forme le bassin de Strimon de direction N.W-S.E (fig. 1.2-1.3).

Ce bassin est un graben formé après une phase de plissement (N.E-S.W) et pendant une phase de tectonique cassante N.W-S.E. et N.E-S.W dans le massif du Rhodope (fig. 1.23). Le bassin de Nevrokopi faisait partie de ce bassin de Drama mais pendant le Pliocène-Pléistocène il en a été séparé. Les montagnes qui l'entourent sont formées par des marbres, des schistes-gneiss et des intrusions magmatiques. Probablement le fond du graben est constitué par le dernier niveau des marbres, les schistes-gneiss et des intrusions magmatiques qui représentent un niveau imperméable comme nous l'avons déjà indiqué antérieurement.

La plaine de Drama, surface située entre 100 et 200 m, a une superficie de 750 km², et sa profondeur atteint 1.100 m vers le S.W. Elle est fermée vers le sud (vers la mer) par le granodiorite de Kavala et la rivière Agitis qui la draine, tourne à l'ouest avant d'arriver à la mer et rejoint la rivière Strimon.

Les études géophysiques ont montré la morphologie représentée sur la figure 1.22. Le remplissage est fait du Pliocène (250 m d'épaisseur) et de Pléistocène-Holocène (épaisseur 120 m).

Ce Pliocène est formé par des argiles, des marnes, des pélites, des sables, des graviers, des grès et des marnes mais c'est l'élément argileux qui domine. Ces formations sédimentaires se sont déposées soit dans un milieu continental, soit dans un milieu saumâtre et dans certains secteurs dans des lacs. Elle n'ont pas subi de déformations et sont presque horizontales. Ce sont des dépôts imperméables sauf les grès qui présentent une faible perméabilité presque négligeable. Le Pliocène avec les formations cristallines forme donc le fond étanche du bassin de Drama.

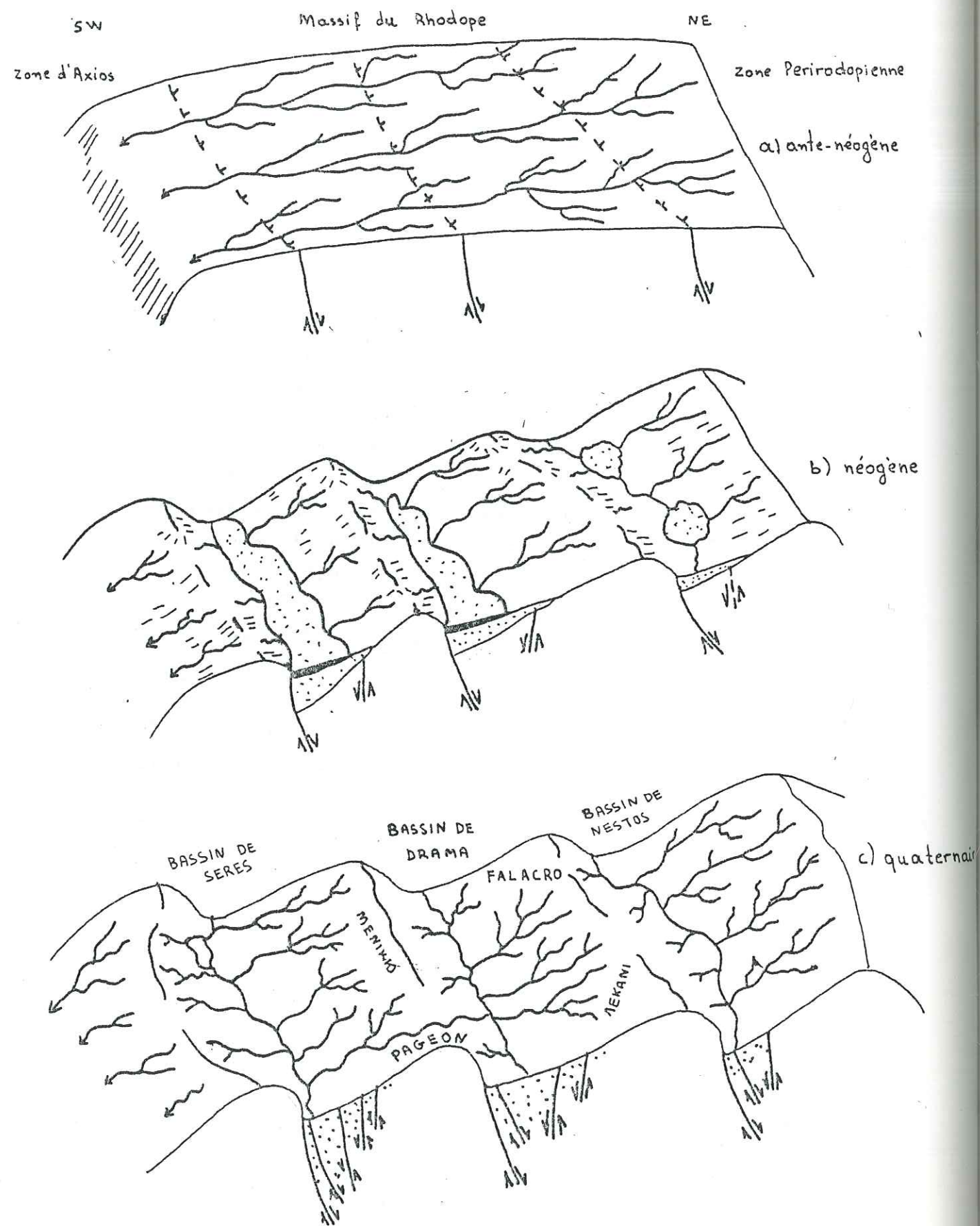


Fig.1.23. Schéma de l'évolution de la morphologie du S.W Falacro (d'après PSILOVIKOS A. 1986)

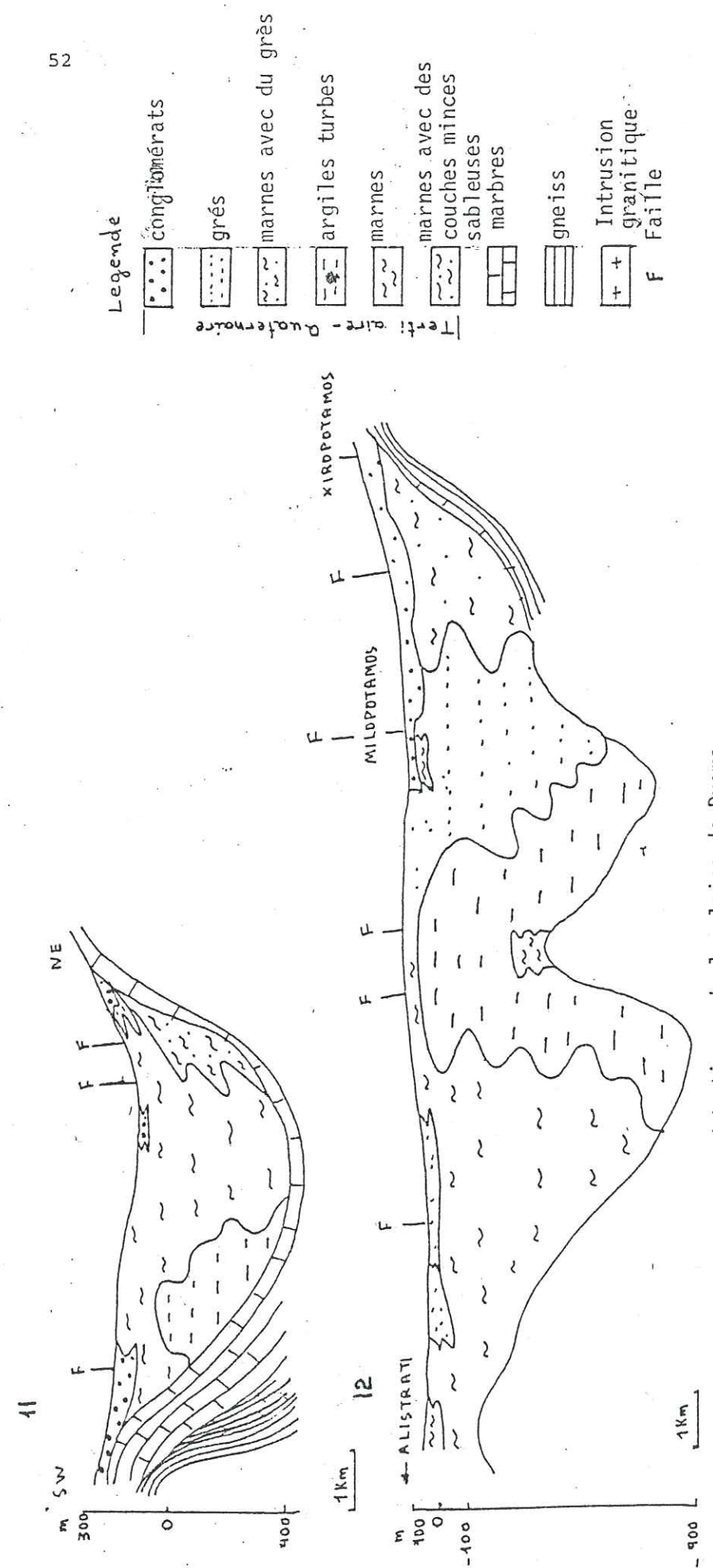


Fig.1.22 : Coupes schématiques de la plaine de Drama

Le Pliocène occupe la zone centrale de la plaine mais à sa périphérie et sous le Quaternaire il vient au contact des roches cristallines des massifs montagneux et il ne peut donc pas y avoir d'alimentation de la nappe de la plaine par les marbres.

Au-dessus du Tertiaire et en discordance se trouve le Quaternaire. Le Pléistocène occupe les bordures de la plaine et se présente sous forme d'anciennes terrasses composées d'éboulis de pente et de cônes de déjection. Les éboulis comprennent des fragments de marbres, de schistes, gneiss, granodiorites cimentés par un ciment marno-argileux. Ce sont des dépôts torrentiels surtout dans un milieu continental. Leurs épaisseurs varient mais sont considérables et augmentent vers le centre de la plaine.

Le Pléistocène étant en contact, en bordure de la plaine avec les marbres est alimenté par ceux-ci.

Au-dessus du Pléistocène, il y a l'Holocène qui est formé d'argiles, de sables, de conglomérats et de niveaux conglomératiques non indurés et des éboulis. Il apparaît sous forme soit d'éboulis de pentes, soit de cône de déjections et soit de nappe d'épandage dans la zone centrale de la plaine.

Il est difficile de séparer nettement ces dépôts des formations du Pléistocène car ils présentent des passages latéraux et verticaux. Ce sont des dépôts continentaux fluviaux ou dans certains secteurs lacustres.

Dans le niveau inférieur de l'Holocène, il y a une couche de tourbe d'une épaisseur moyenne de 40 mètres avec une superficie de 55 km².

Les failles qui affectent la plaine sont surtout les failles du Miocène-Pliocène et Pliocène-Pléistocène. Elles affectent aussi les dépôts sédimentaires, là où ils ont une grande épaisseur et participent à la création des conditions d'apparition des sources. Nous avons étudié les deux sources Milopotamos et Drama pour pouvoir faire une étude comparative avec la source Mara.

Le Quaternaire contient la nappe souterraine qui se partage en deux parties. La partie ouest qui a une pente hydraulique N.E-S.W de 11,35 % possède une bonne alimentation mais une lente évacuation. La partie est avec une pente hydraulique N.E-N.W de 4,35 % montre aussi une bonne alimentation mais une évacuation forte.

Les coupes schématiques (fig.1.22) nous montrent la structure de la plaine de Drama.

1.2.4.1.. Source Milopotamos (altitude 101 m)

La source de Milopotamos sort au contact du niveau conglomératique du Pléistocène inférieur et du niveau pélitique du Pléistocène supérieur, à peu près au centre de la plaine.

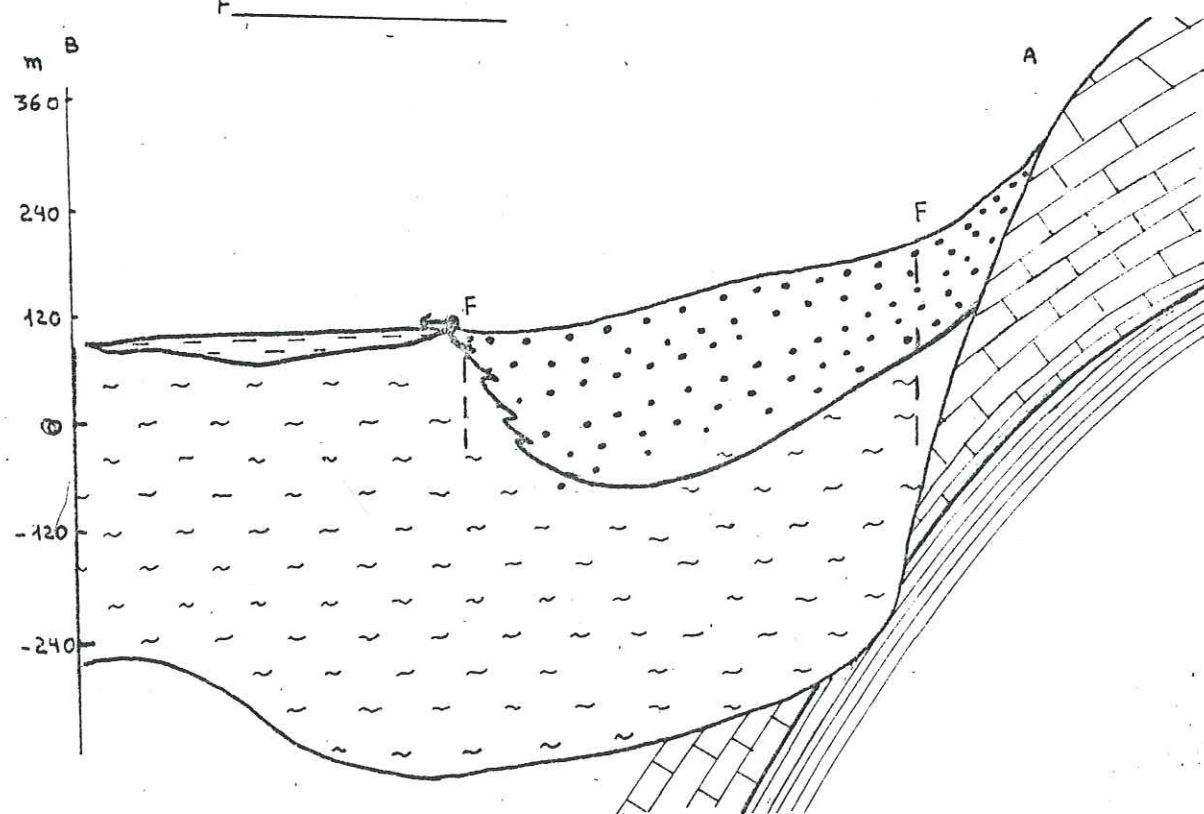
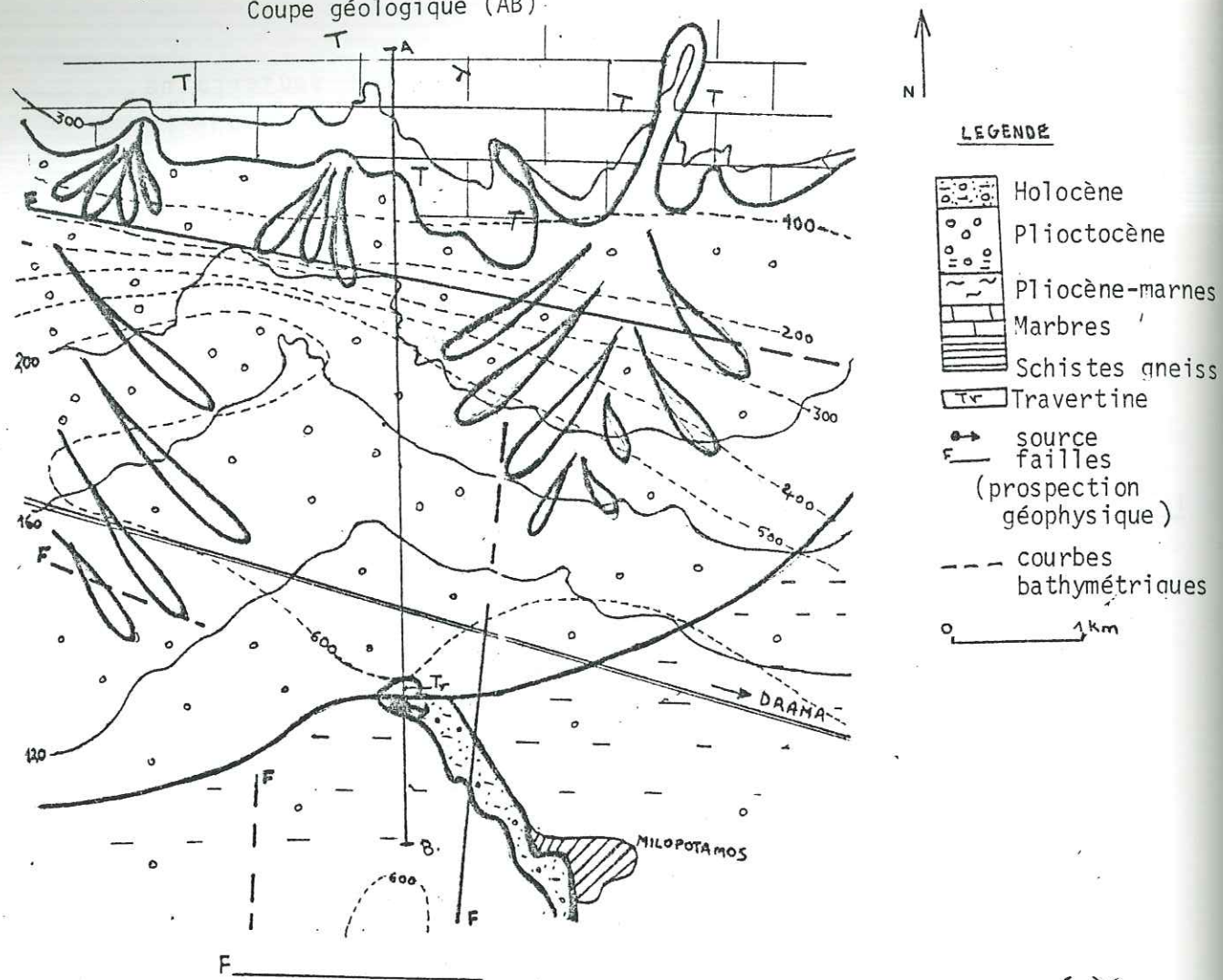
D'après la carte géologique 1/50000 et les études géophysiques faites, nous avons construit la carte et la coupe géologique (fig.1.24).

Les études géophysiques ont montré que la région de la source Milopotamos est encadrée par quatre failles, deux de directions 110°-120° N et deux de direction presque N-S.

En tenant compte qu'il y a des années où la source Milopotamos ne fonctionne pas pendant une période (été, automne) dont la durée dépend de la pluviosité de l'année précédente et d'après la figure 1.24 nous pouvons expliquer son fonctionnement comme suit.

La faille (110° N) tout à fait au nord a mis au contact le niveau imperméable de la série siliceuse avec le Pliocène. Les eaux ne se perdent donc pas en profondeur. La deuxième faille a probablement provoqué la formation d'une cuvette et l'épaisseur du niveau conglomératique a pu alors devenir très grande dans ce secteur. De plus, le contact de la couche conglomératique avec le niveau marneux du Pliocène ne permet pas aux eaux de s'évacuer vers le centre de la plaine.

Fig.124 : Localisation de la source Milopotamos
Coupe géologique (AB)



Les deux failles N-S jouent le rôle d'écrans qui ne permettent pas aux eaux qui arrivent ici de se disperser aux environs.

1.2.4.2. Source de Drama (altitude 95 m)

La source de Drama qui sort dans la ville de Drama sous forme d'un front des sources dispersées dans la ville et à ses limites mais l'émergence qui a le plus fort débit est celle que nous appelons source de Drama.

Elle apparaît au contact du Pléistocène supérieur et du Holocène.

D'après la carte géologique et la coupe (fig. 25) nous pouvons expliquer l'origine et le fonctionnement de la source comme suit :

au nord de l'émergence il y a surtout le niveau supérieur de la série siliceuse. Nous sommes donc sûrs que la majorité des eaux ne proviennent pas de celle-ci. Nous pouvons dire qu'en réalité ces formations fonctionnent comme un barrage pour les eaux et empêchent leur écoulement vers l'Est. Toutes les eaux se dirigent alors vers la plaine où elles rencontrent une faille. Cette faille est une faille drainante qui amène les eaux vers une autre faille (N.E-S.W) jusqu'à près de la ville de Drama. Les eaux sortent alors au point le plus proche du contact du Pléistocène supérieur et de l'Holocène.

1.3. La fracturation

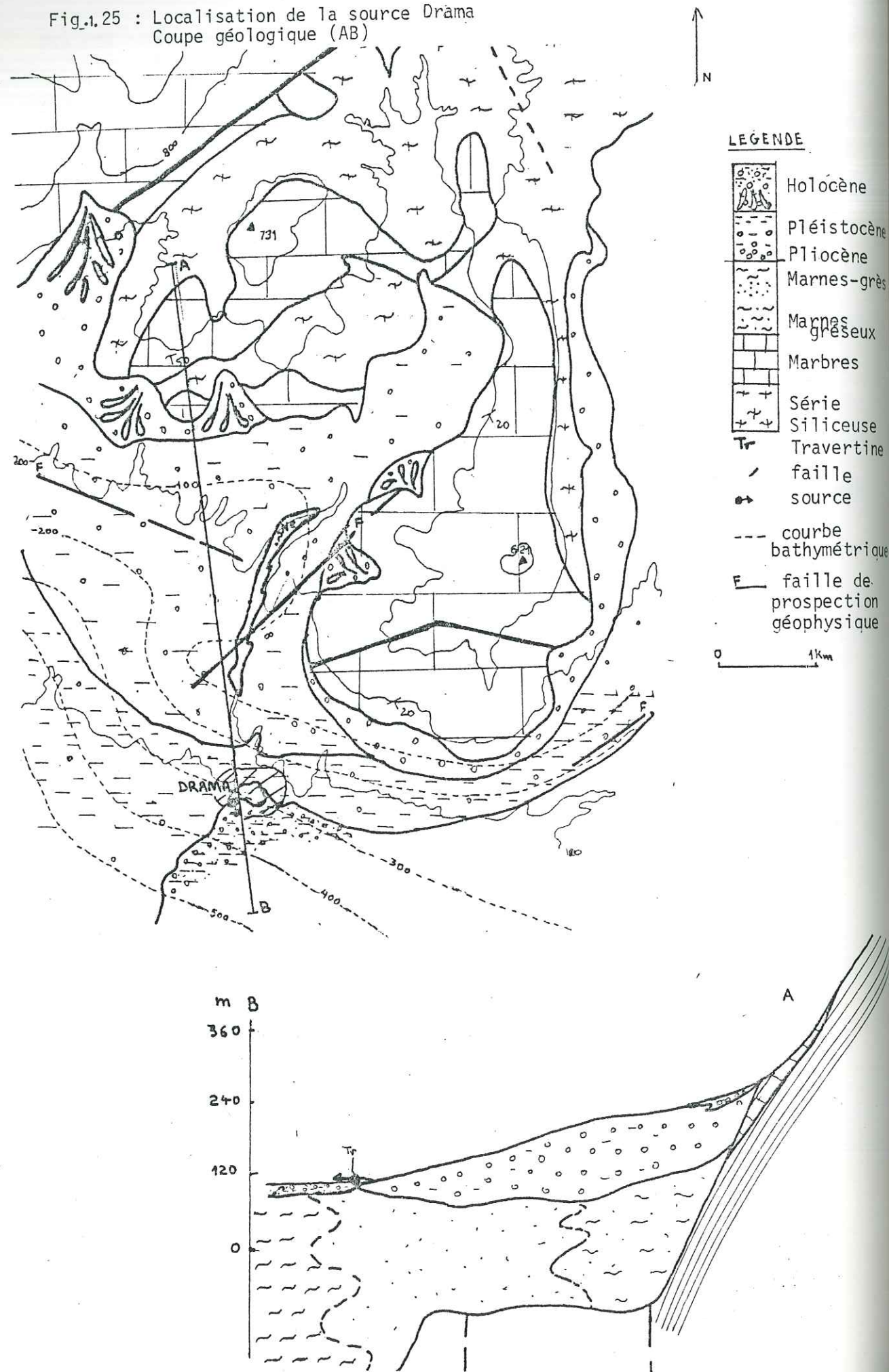
La circulation d'eau dans les massifs rocheux se fait essentiellement le long de tous les plans de discontinuité de la roche.

La connaissance de la fissuration du massif est donc indispensable.

Nous avons étudié la fracturation de la partie sud-ouest du massif du Falacron sur les photos aériennes et sur le terrain mais les mesures sur les affleurements ne sont pas très nombreuses en raison des difficultés de trouver des surfaces favorables.

Dans la région étudiée, il n'y a pas de grands

Fig.1.25 : Localisation de la source Drama
Coupe géologique (AB)



accidents tectoniques et l'histoire tectonique détaillée est mal connue, mais comme nous l'avons déjà dit cette région a subi deux phases de plissement entre Miocène et Oligocène (axe de plis N.E-S.W et N.W-S.E) et une phase de tectonique cassante, failles : N.W-S.E, N.E-S.W, pendant la fin du Miocène ..., Pliocène et le Pléistocène et des failles N.S et E.W surtout pendant le Pliocène-Pléistocène.

1.3.1. Etude photogéologique

L'étude photogéologique a été réalisée sur des photos aériennes à l'échelle de 33.000e.

P. TSOMPOS (1986) a travaillé sur la même région que nous mais sur des photos aériennes à l'échelle de 1/45.000e. Il a reporté les deux cartes de fracturations à l'échelle de 1/50.000e sur un banc de restitution. Ce transfert a permis d'éliminer l'influence de la morphologie sur les directions des fractures et de montrer que les résultats statistiques des deux cartes sont comparables entre eux. La couverture boisée de la partie septentrionale du massif étudié a provoqué une diminution apparente de la densité de fracturation de certaines zones du fait des difficultés d'observation.

1.3.1.2. La carte de fracturation (Fig.1.26, 1.27)

Pour construire la carte de fracturation, nous avons tracé les seules portions visibles des fractures sur les photos aériennes.

Nous avons divisé la région étudiée en six secteurs selon l'aspect qui a présenté la carte de fracturation et en tenant compte de la répartition du réseau hydrographique et de l'hydrogéologie.

Nous voyons que les résultats obtenus par les deux cartes de fracturation sont presque identiques. Les décalages observés sont de l'ordre de 10°N d'une carte à l'autre et nous pensons que ceci est dû soit aux distorsions d'échelle soit aux difficultés d'interprétation. De plus, la fréquence cumulée pour les deux familles 0°N et 170°N est plus forte

à l'échelle de 1/33.000e qu'à l'échelle de 1/45.000e. Ces deux familles sont absentes dans le secteur 3 nord ainsi que les familles ayant des directions voisines de E-W.. La direction 100°N dans les secteurs 1 et 2 devient 110°N dans les secteurs 3 et 4 et 120°N dans les secteurs 5, 6.

Les failles $160-170^{\circ}\text{N}$ sont plus marquées dans les secteurs 2,5. Ces deux secteurs qui forment la zone centrale du massif montrent les mêmes familles qui dominent 0°N , 50°N , 120°N , et $170-160^{\circ}\text{N}$.

Secteur 1 : ce secteur est le plus fracturé. Au Nord, il est séparé du secteur 6 par une zone fracturée qui a une direction 110°N . Ici, les failles dominantes ont une direction proche de 40°N .

Secteur 2 : ce secteur ne présente qu'une fracturation plus intense à ses limites avec les secteurs 5 et 6. Les failles les plus marquées sont premièrement 0°N puis 170°N et 120°N .

Secteur 3 : ici, nous observons une zone de grandes fractures 140°N qui séparent le secteur 3 en deux parties. La partie septentrionale où il y a une domination absolue en longueurs cumulées des failles 50°N et qui aboutissent sur la zone 140°N .

La partie méridionale où il y a prépondérance des failles 0°N qui viennent buter sur la zone de faille de direction 140° .

Secteur 4 : dans ce secteur, on observe aussi que la famille de faille 0°N dominent mais qu'il y a aussi de fortes fréquences d'accidents de directions 110°N et 140°N .

Secteur 5 : nous retrouvons la dominance de failles de direction 0°N .

Secteur 6 : ce secteur présente une forte domination des accidents 120°N ainsi que de ceux orientés 0°N .

En tenant compte des observations sur les positions des gouffres (sur des failles $0-20^{\circ}\text{N}$, $40-60^{\circ}\text{N}$, $140-170^{\circ}\text{N}$) sur les failles qui sont près des sources (10°N , 140°N , 170°N , 90°N) et sur l'axe de la grotte Mara (140°N , 110°N) nous pouvons dire que probablement les failles entre 170°N et 140°N sont des failles drainantes.

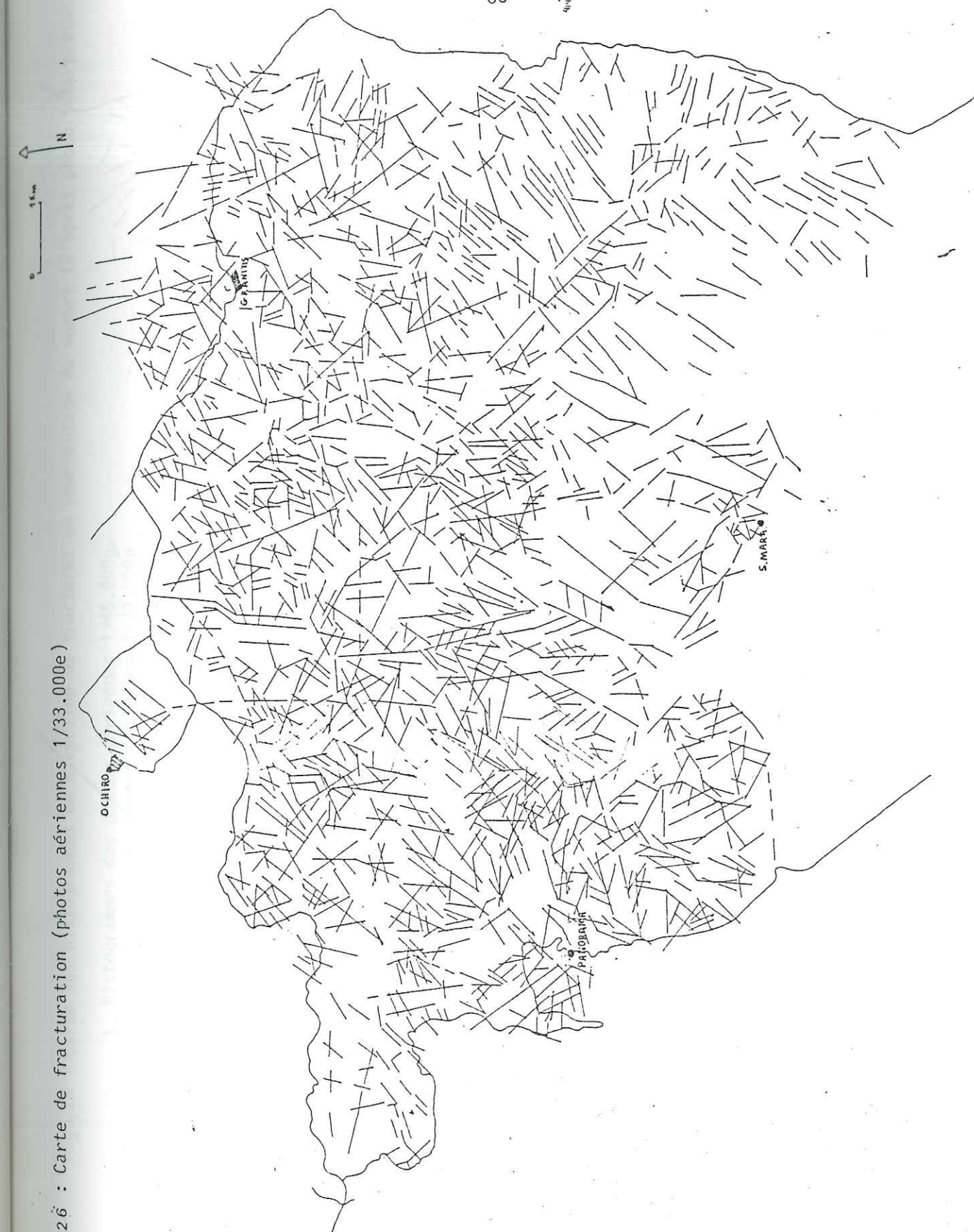


Fig. 1.26 : Carte de fracturation (photos aériennes 1/33.000e)

Fig.1.27 : Carte de fracturations (photos aériennes 1/45.000e)
(d'après P. TSOMPOS)

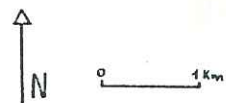


Fig.1.28 : Carte des histogrammes de direction de fractures en pourcentage du nombre (d'après photo interprétation)

1. Histogrammes des photos aériennes 1/45.000e
2. Histogrammes des photos aériennes 1/33.000e
3. Histogrammes des mesures de terrain

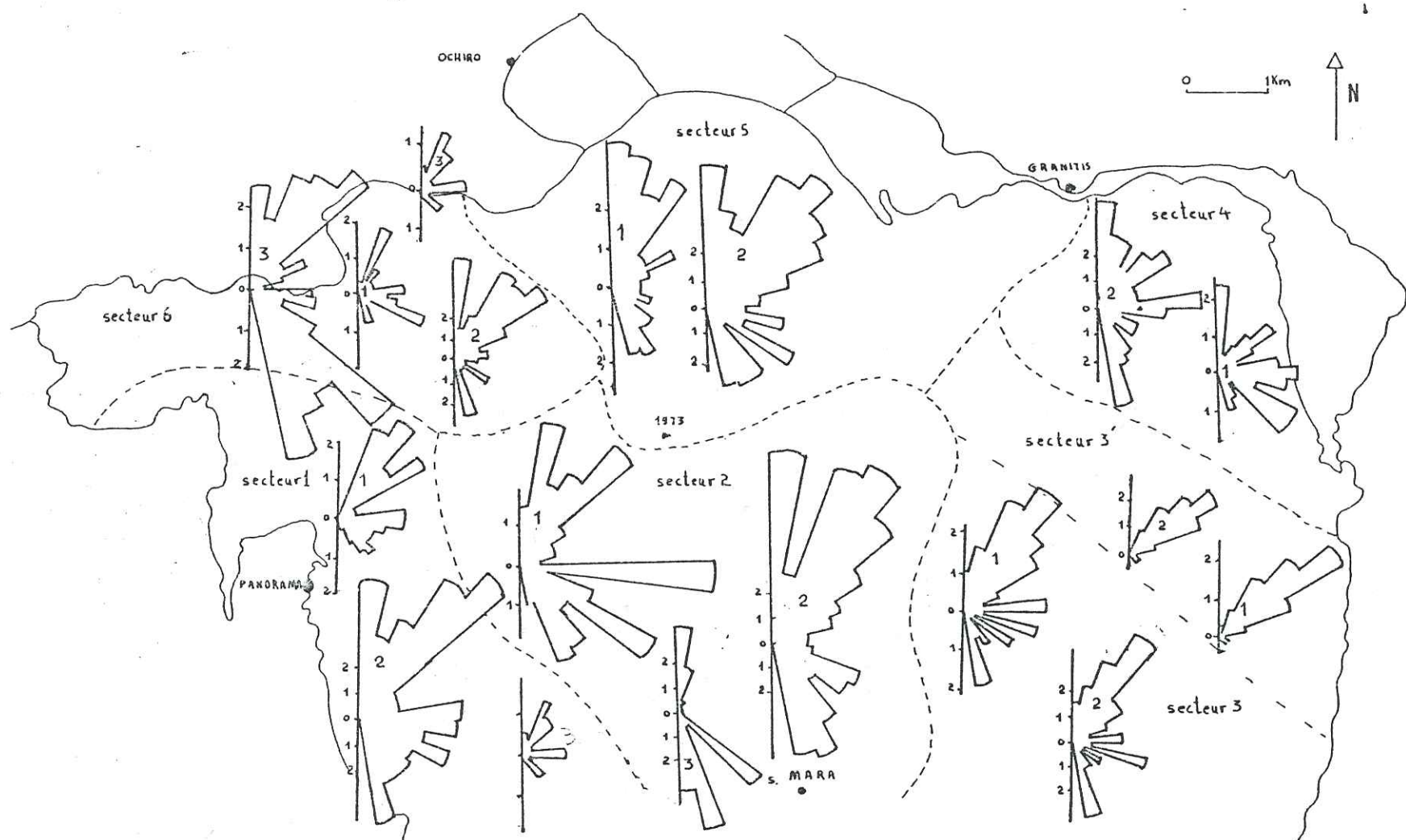
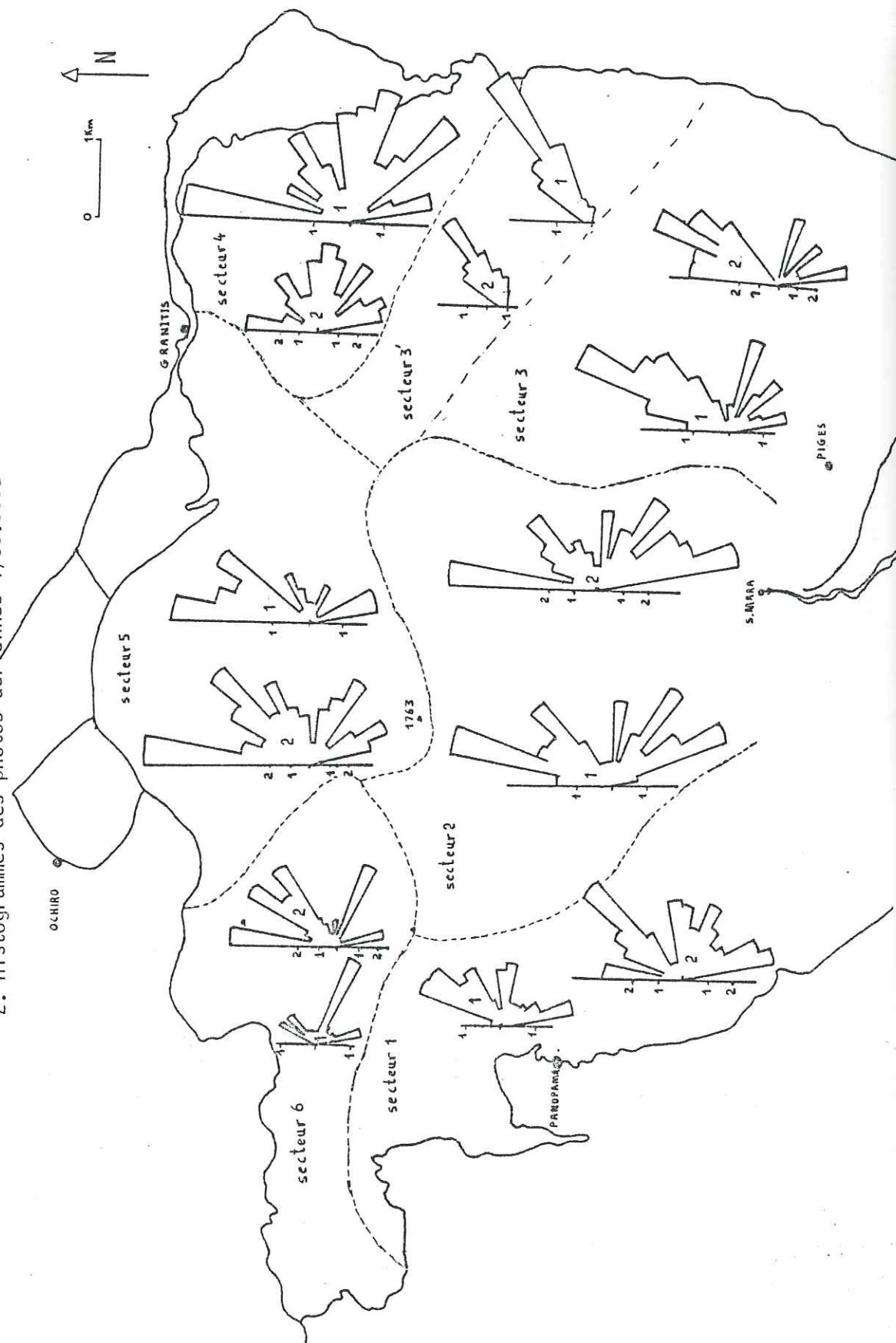


Fig.1.29 : Carte des histogrammes de direction des fractures en pourcentage de la longueur cumulée (d'après photos interprétation)

1. Histogrammes des photos aériennes 1/45.000e
2. Histogrammes des photos aériennes 1/33.000e



1.4. Forages

Il y a quelques forages à l'est de la source Mara dont trois sont dans les marbres et les quatre autres dans les formations du Quaternaire et dans les marnes du Pliocène qui commencent à la côte de 88 m.

Nous avons mesuré le niveau piézométrique dans ces forages et nous avons obtenu les résultats ci-après.

Nous observons que le niveau de l'eau de la source Mara reste toujours au dessus du niveau piézométrique des forages dans les marbres. Nous pouvons donc dire qu'à ce niveau, il y a pas une liaison entre la source et la nappe contenue dans les marbres à l'est de la source.

Le niveau piézométrique est toujours plus haut dans le forage n° 10325 ce qui montre qu'il y a un écoulement soit vers le forage n° 8366 (direction de la source Mara) soit vers le forage IGME (dans le massif voisin des marbres).

La structure géologique tendrait à montrer que la première hypothèse est la plus probable.

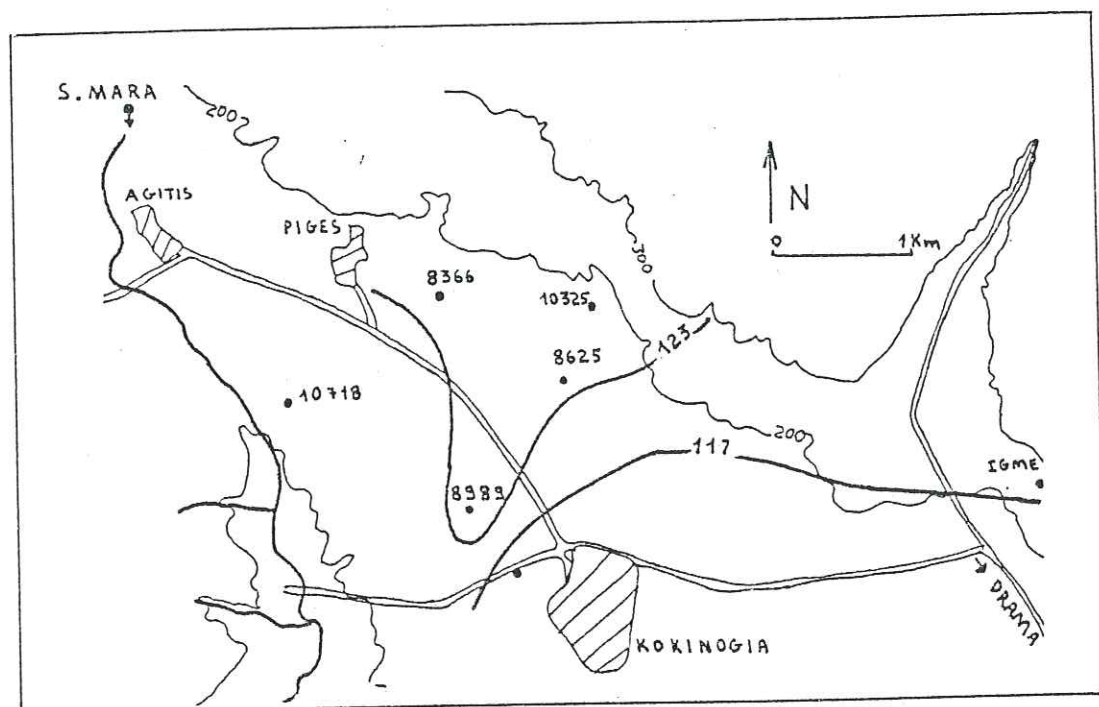
Tableau 1.1 : Niveau piézométrique dans les forages en m.

Date	Source Mara	n° 8366	Marbres n° 10325	IGME	n° 8625	Dépôts sédimentaires récents n° 10718	n° 8989	n° Fun
6.09.1984	-	103.6	109.6	-	108.4	-	116.17	-
7.12.1984	122.86	-	104.9	-	102.97	111.34	111.8	107.24
19.12.1984	122.85	91.12	103.63	-	103.7	111.26	111.44	-
2.04.1985	123.49	-	107.25	-	106.96	113.97	114.3	-
10.04.1985	123.39	-	108.41	105.35	108.1	114.96	115.23	-
7.11.1985	122.36	-	101.23	< 102.9	101.28	109.04	-	-
23.03.1986	124.65	-	124.25	117.4	122.88	126.67	artési- nisme	112.99
4.04.1986	124.4	-	122.33	116.81	121.37	126.61	artési- nisme	112.99
6.07.1986	123.2	-	109.89	< 102.9	109.69	116.53	-	108.99

D'après le tableau, on s'aperçoit que le drainage dans ce secteur se fait selon l'axe N.E-S.E (du forage n° 1038 vers le forage n° 8989).

Le niveau piézométrique dans la nappe sédimentaire jusqu'au niveau du forage n° 8625 descend (pente hydrau-

lique 0.17 %) et monte vers le forage n° 8989. (pente hydraulique 16 %). Ceci confirme l'existence d'une bonne alimentation mais une évacuation lente.



1.5 Conclusions

Le secteur étudié est formé des marbres d'un niveau supérieur : marbres blancs karstifiés surtout superficiellement et dolomitisés en certains points et d'un niveau inférieur de marbres graphiteux. Dans ce niveau, il y a les gouffres et la première partie de la grotte Mara.

La base imperméable du massif est constitué par les schistes-gneiss. La plupart de l'écoulement souterrain se fait probablement au niveau des marbres graphiteux rubanés en contact avec le sommet de la série siliceuse où l'on observe des schistes et des gneiss mais avec des intercalations des marbres.

La fracturation qui est représentée par quatre familles de failles $0-20^\circ N$, $40-60^\circ N$, $140-170^\circ N$ et $100-120^\circ N$ conditionne l'écoulement des eaux et l'apparition des sources au contact avec les formations imperméables (granodiorite). Le réseau hydrographique superficiel suit d'ailleurs les directions de ces failles.

CHAPITRE 2 CLIMATOLOGIE

2.1. Etudes des précipitations

L'étude hydrogéologique d'une source amène toujours à l'étude détaillée des précipitations de la région.

Les précipitations qui jouent un rôle important dans un bilan hydrologique se font sous forme de pluie et de neige.

Les données concernant les précipitations proviennent de stations météorologiques implantées dans des endroits faciles d'accès. Dans notre région, la plupart sont dans les jardins des maisons des surveillants. Assez souvent, elles sont à côté d'un bâtiment où au-dessous d'arbres ce qui amène avec un pourcentage d'erreur sur les données.

De plus, dans les régions montagneuses, comme la notre, les stations se trouvent dans les vallées et on ne connaît donc pas les précipitations réelles sur les reliefs environnants. Localisation des stations fig.2.7.

* (voir tableau.2.1 page suivante).

1.2.1. Reconstitution des données manquantes

Quand on veut compléter les données manquantes d'une station à partir des données d'une autre station, il faut trouver une relation mathématique entre les données de deux stations.

Pour les précipitations annuelles, on fait le contrôle statistique des données de chaque station. En principe elles suivent la loi normale de GAUSS et dans ce cas la relation mathématique entre les données des deux stations est gaussienne $y = ax + b$ et est valable quand le coefficient de corrélation r est supérieur à 0,7.

Les précipitations annuelles aux stations pour la période 1964-1983 ont été ajustées à la loi GAUSS.

En principe pour appliquer cette loi, il faut avoir une série continue de données de plus de 15 années.

Tableau .2.1 : Les stations de mesures des précipitations dans les régions étudiées

Stations	altitude m	années d'observ.	service responsable	absence des données pour la période 1964 - 1983	
1 ACHLADIA	600	1963	Bureau d'élec- tricité	3 mois	1,3 %
2 DRAMA	101	1963	Ministère de l'agriculture	15 mois	6,3 %
3 EXOCHI	620	1963	Bureau d'élec- tricité	3 mois	1,3 %
4 GRANITIS	790	1963	Bureau d'élec- tricité	19 mois	7,9 %
5 KATAPHITO	740	1963	Bureau d'élec- tricité	15 mois	6,3 %
6 LEFKOYIA	640	1963	Bureau d'élec- tricité	28 mois	11,7 %
7 LIVADERO	670	1963	Ministère de l'agriculture	24 mois	10 %
8 NEVROKOPI	570	1954	Ministère de l'agriculture	5 mois	2,1 %
9 OCHIRO	550	1963	Bureau d'élec- tricité	-	-
10 PANORAMA	550	1963-81	" "	49 mois	20,4 %
11 PERITHORI	600	1963	" "	-	-
12 POTAMI	390	1963	" "	3 mois	1,3 %
13 VOLAX	840	1963	" "	1 mois	0,4 %
14 VIRONDOU	660	1963	" "	4 mois	1,7 %
Total					4,6 %

4,6 % des données manquent pour la période 1964-1983 mais c'est un pourcentage acceptable selon A. RAINBIRD (1967) et nous pouvons donc entreprendre les calculs pour compléter les données manquantes pour certains mois.

Tableau.22: Application de la méthode de la régression linéaire

Station contrôlée	Station de reference	années communes des observations	r	équation de régression linéaire
1 ACHLADIA	NEVROKOPI	1971 - 1978	0.90	$y = 0.94x + 129.2$
2 DRAMA	NEVROKOPI	1972 - 1978	0.74	$y = 0.786x + 60.1$
3 EXOCHI	NEVROKOPI	1970 - 1978	0.91	$y = 1.09x + 44.68$
4 GRANITIS	EXOCHI	1973 - 1983	0.83	$y = 1.6x - 229.8$
5 KATAPHITO	PERITHORI	1975 - 1982	0.79	$y = 0.746x + 128.1$
6 LEFKOYIA	EXOCHI	1971 - 1983	0.87	$y = 0.924x + 34.6$
7 LIVADERO	PANORAMA	1972 - 1979	0.81	$y = 0.532x + 228.8$
8 NEVROKOPI	OCHIRO	1966 - 1978	0.88	$y = 0.718x + 124.7$
9 OCHIRO	PERITHORI	1964 - 1983	0.84	$y = 0.717x + 260.58$
10 POTAMI	EXOCHI	1971 - 1978	0.95	$y = 0.318x + 583$
11 VOLAX	PANORAMA	1972 - 1977	0.72	$y = 0.95x + 140.16$
12 PANORAMA	OCHIRO	1972 - 1979	0.90	$y = 1.36x - 102.3$
13 PERITHORI	NEVROKOPI	1964 - 1983	0.84	$y = 0.755x + 38.64$
14 VIRONDOU	PERITHORI	1966 - 1978	0.91	$y = 1.11x - 127.4$

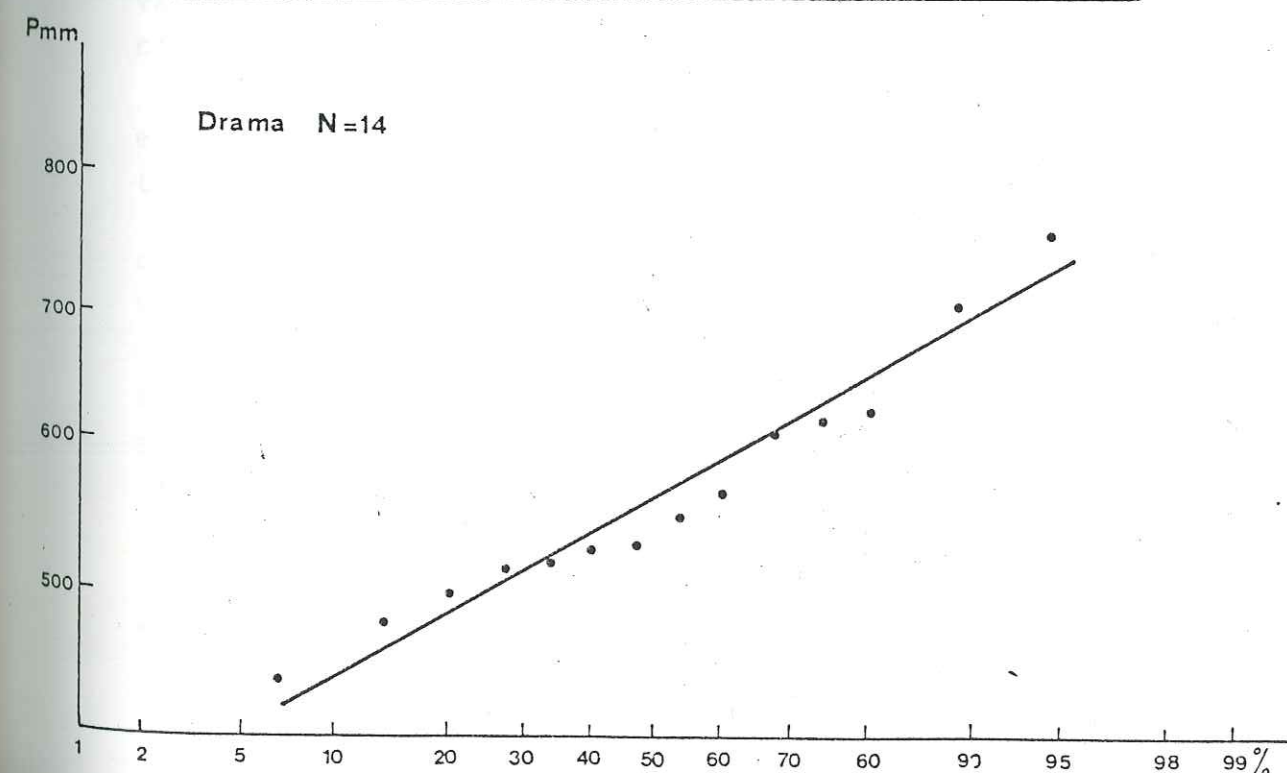
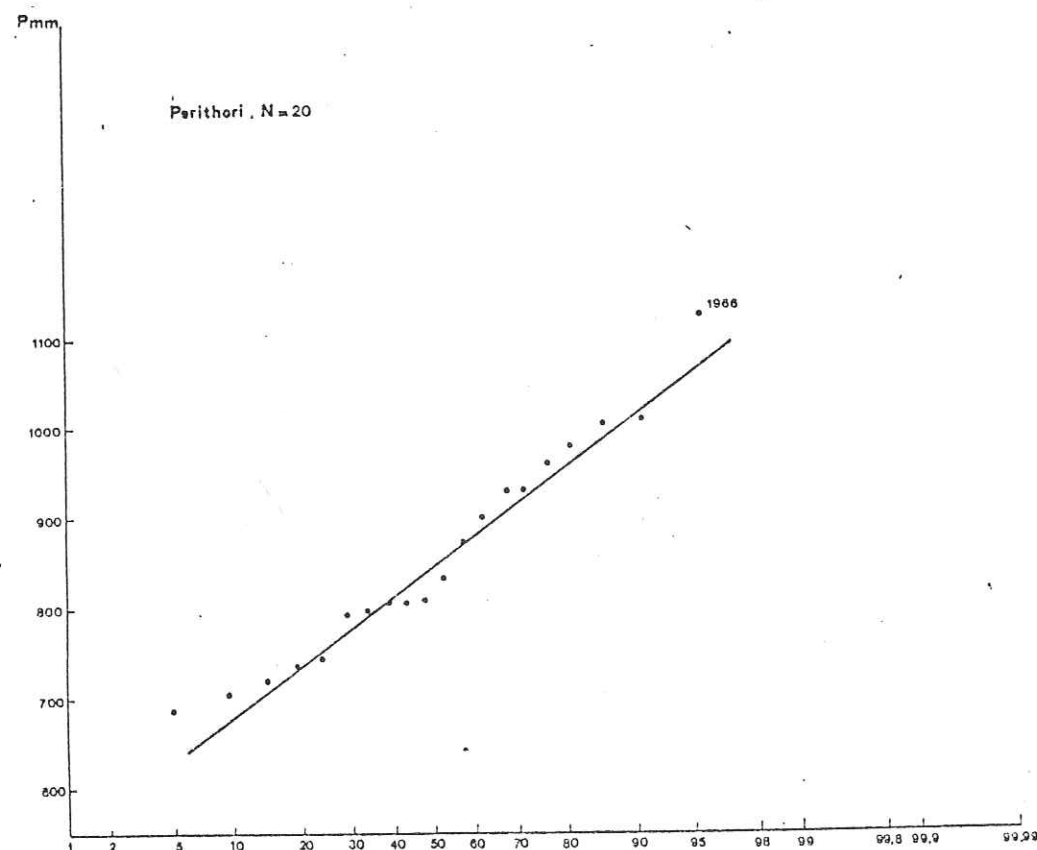
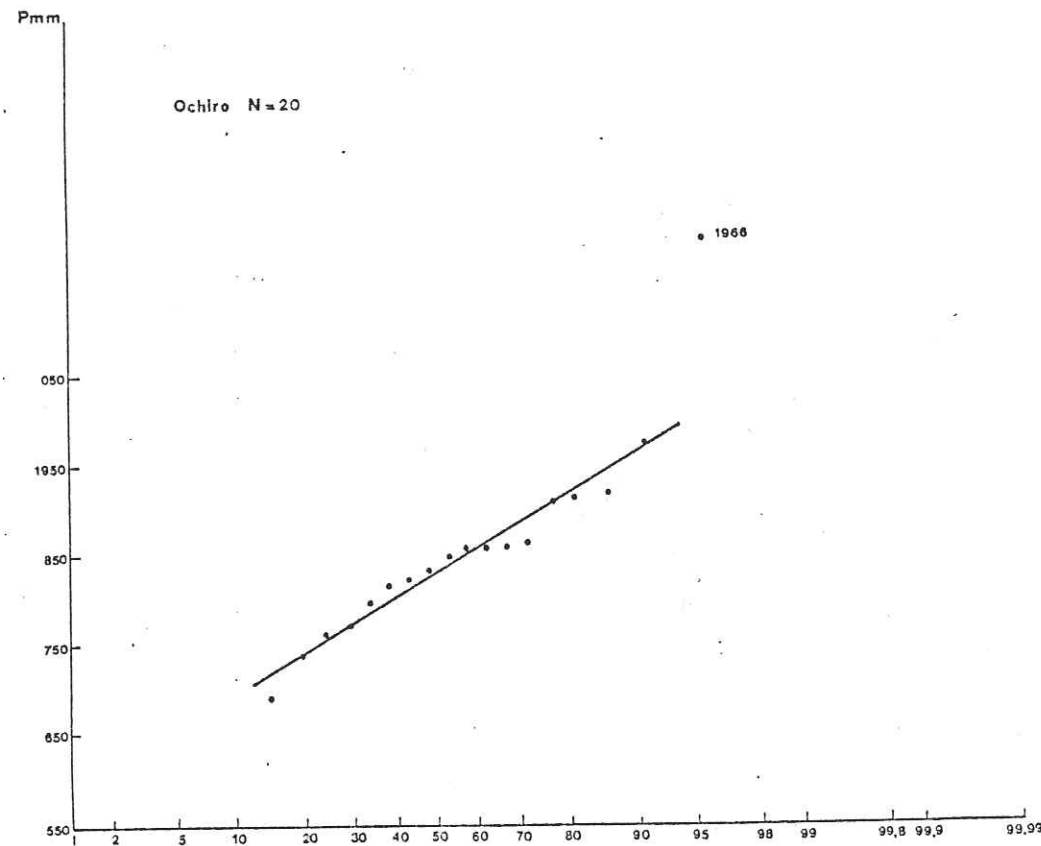


Fig.2.2 : Ajustement de la loi de GAUSS, arithmétique (Ochiro, Perithori Drama)



Si les observations étaient réparties exactement suivant la loi de GAUSS on devrait avoir :

50% d'observations comprises entre $m - \frac{2\sigma}{3} <$ et $< m + \frac{2\sigma}{3}$

68% $>$ $m - \sigma <$ $< m + \sigma$

95% $>$ $m - 2\sigma <$ $< m + 2\sigma$.

on a obtenu

Station	années des observations continues	$m - \frac{2\sigma}{3} <$	$< m + \frac{2\sigma}{3}$	$m - \sigma <$	$< m + \sigma$	$m - 2\sigma <$	$< m + 2\sigma$
Drama	14	57%		71%		93%	
Kataphito	12	42%		67%		100%	
Lefkoyia	13	54%		69%		92%	
Livadero	13	54%		77%		92%	
Ochiro	20	60%		75%		95%	
Perithori	20	50%		60%		100%	
Potami	13	46%		77%		100%	
Volax	14	50%		71%		100%	

On considère que les stations restantes doivent suivre la loi de GAUSS parce qu'elles ont donné de bonnes valeurs du coefficient r avec les stations contrôlées comme on le verra plus loin.

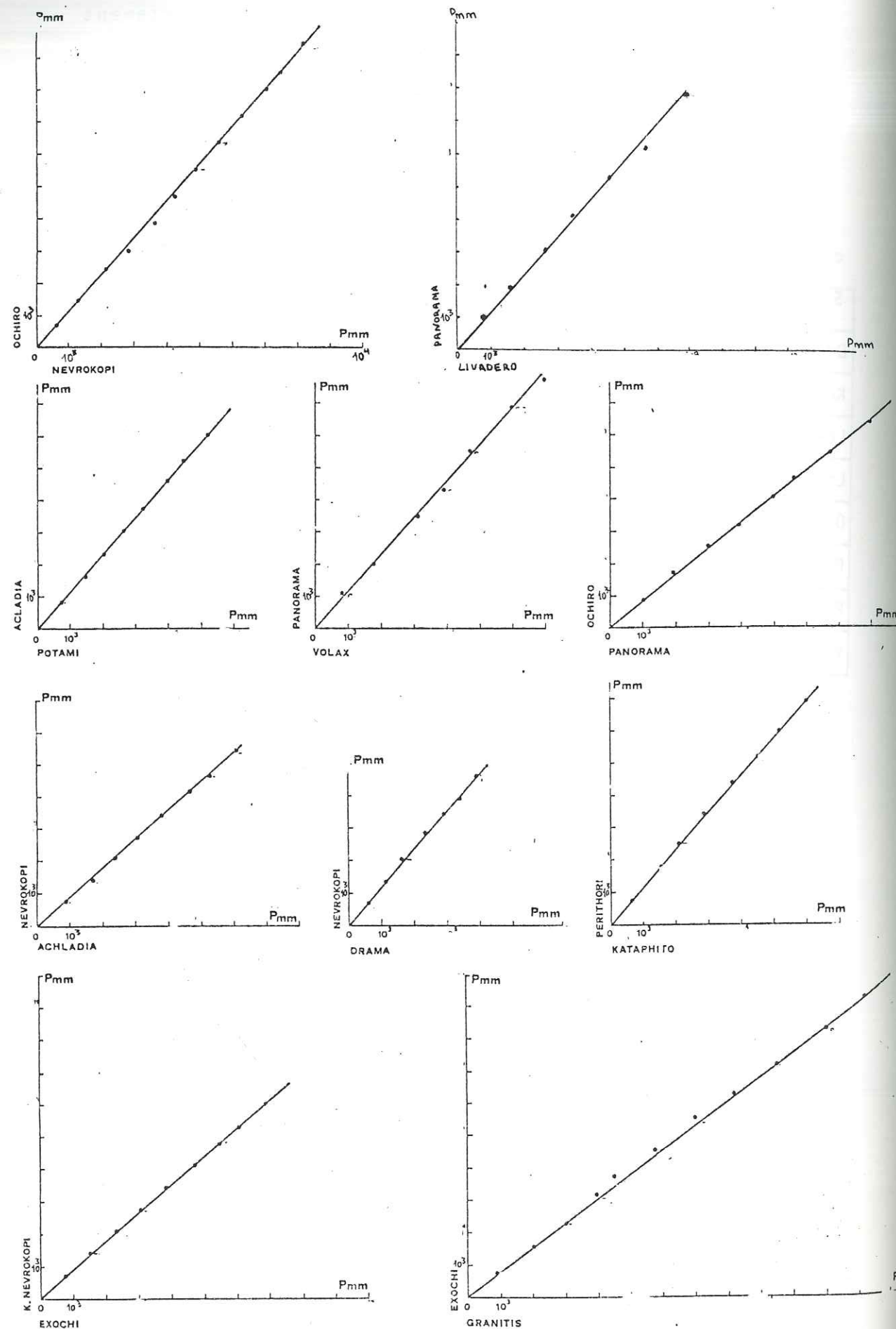
On a représenté sur le papier GAUSS-arithmétique en abscisses sur échelle gaussienne, la fréquence expérimentale $f = \frac{m}{N+1}$ (WEIBULL, 1939) m = le rang N = le nombre

des valeurs et en ordonnées sur échelle arithmétique les valeurs des précipitations annuelles.

L'alignement des points n'est pas parfait mais on retrouve les mêmes anomalies dans la plupart des stations soit de façon synchrone soit avec un décalage plus ou moins important (fig.2.2).

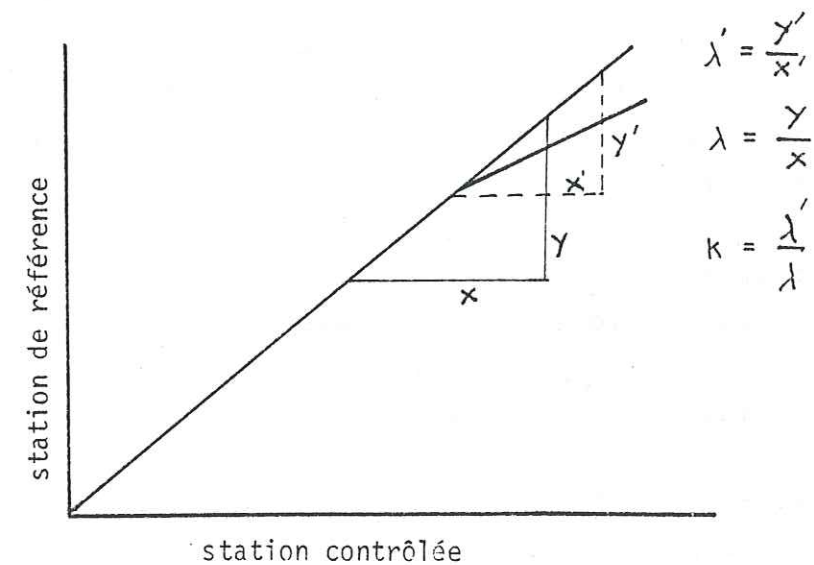
Ensuite on a procédé au test d'adéquation de χ^2 aux stations Drama, Perithori et Ochiro (1964-1983) qui est satisfaisant. Alors on peut adopter la loi GAUSS.

Fig.23 : Quelques exemples de l'application du test d'homogénéité
Méthode de double cumul



2.1.1.1. Test d'homogénéité (tableau 2.2, fig. 23)

Il convient tout d'abord de vérifier l'homogénéité des données des stations. On emploie la méthode de la régression linéaire parce que c'est une méthode indépendante des facteurs géomorphologiques. On a calculé pour chaque stations les valeurs du coefficient r avec les autres stations et on a choisi la meilleure valeur de r pour la période la plus longue. On a appliqué également la méthode du double cumul pour vérifier l'homogénéité.



Si la droite ne présente pas de cassure les données des stations sont homogènes ; si ce n'est pas le cas il faut faire une correction en multipliant les données à corriger par le facteur k .

On a reconstitué les données manquantes et on a refait le contrôle d'homogénéité par les deux méthodes (r , doubles cumuls) pour la période 1964-1983. On a obtenu des résultats satisfaisants.

2.1.2. Calcul du gradient de précipitations

Nous avons fait l'étude statistique de la relation pluie-altitude et nous avons obtenu avec un coefficient de corrélation $r = 0.76$ pour toutes les stations sauf Panorama

et Ochiro. L'équation $Y = 0.468x_{alt.} + 529.4$.

La valeur de r n'est pas très bonne. La station d'Ochiro présente des précipitations élevées par rapport à son altitude mais à notre avis ceci est dû à son emplacement au centre de la petite plaine de Nevrokopi qui est entourée par de hautes montagnes.

La station de Panorama présente aussi des précipitations moyennes annuelles élevées en raison de son emplacement au fond d'un ravin profond et de la forte influence du vent humide du S.E. Cette station se trouve aussi dans la région qui présente une pluviométrie plus grande que la pluviométrie des régions voisines. (Thèse BALLAFUTIS, 1978)

En contruisant la droite de régression, on observe que les points des stations qui sont dans la vallée de Nevrokopi forment un nuage pour lequel $r = 0$. (Fig 2.4)

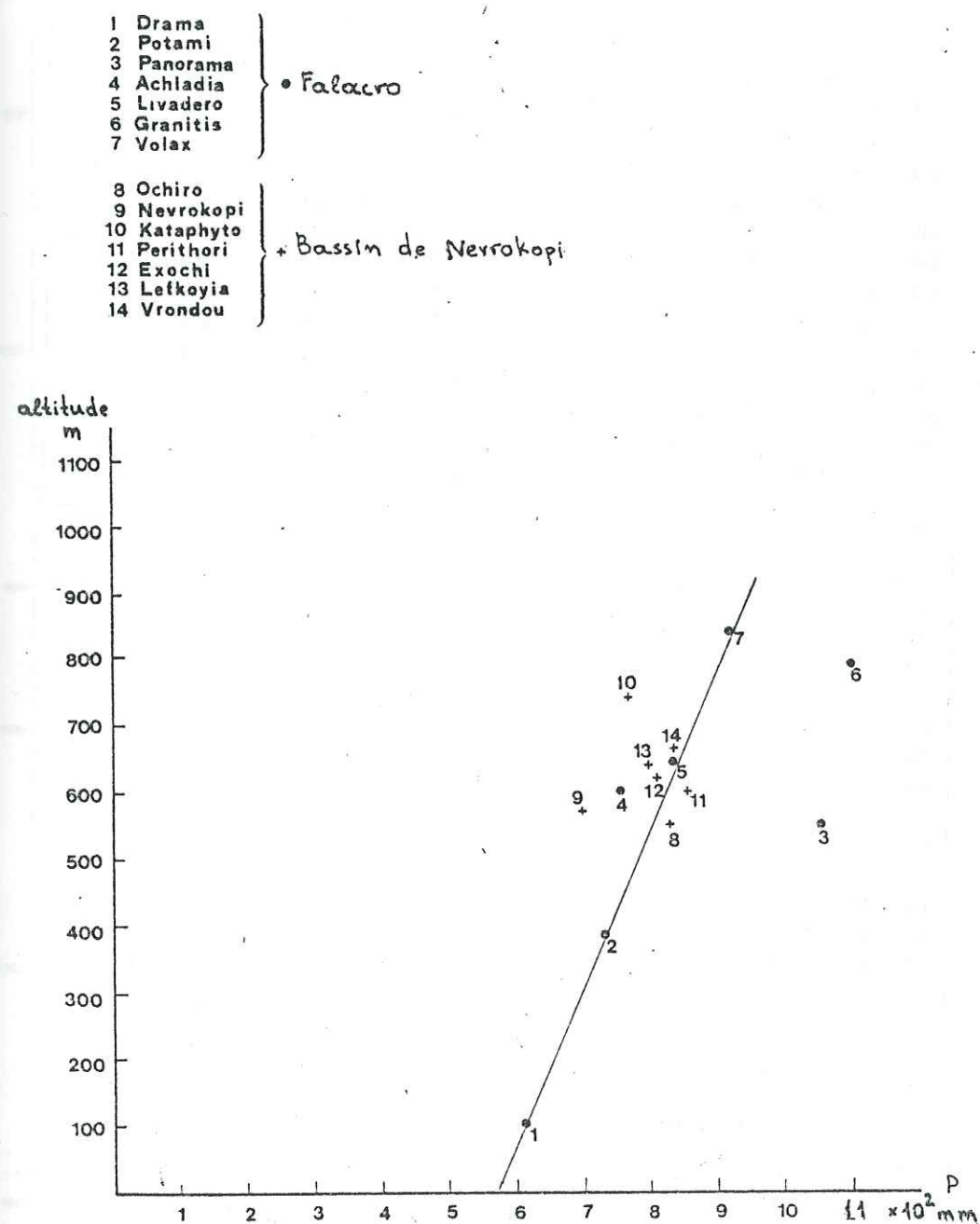
En conséquence, les précipitations dans cette vallée sont indépendantes de l'altitude.

Les stations qui se trouvent hors de la vallée de Nevrokopi et entourent le Falacro, montrent la dépendance entre précipitations et altitude. Le coefficient r est de 0.97 pour les stations de Drama, Livaderon, Volax et Achladia (et tombe à 0.84 si l'on prend en compte la station de Potami). La droite de corrélation à par équation

$$y = 0.390 \times alt. + 568.4$$

La station de Granitis présente des précipitations assez élevées parce qu'elle est installée sur le versant qui reçoit le vent du sud pénétrant dans la plaine de Drama.

Fig.2.4 : Précipitations moyennes annuelles -altitude



2.1.3. Précipitations annuelles aux stations

Les précipitations annuelles aux stations sont présentées au tableau 2.3 et leur représentation graphique sur la figure 2.5.

Tableau 2.3 : Précipitations annuelles pour la période 1964-1983

Stations	1964	1965	1966	1967 - 1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	
1. ACALADIA	698	823	1092	523	549	874	761	820	799	706	711	762	825	596	822
2. DRAMA	620	585	886	612	528	726	589	655	629	538	532	702	623	473	525
3. EXOCHI	686	328	1086	711	769	969	756	875	810	748	735	765	885	592	809
4. GRANITIS	863	1096	1509	908	1001	1320	879	1083	1067	928	1095	970	978	630	1232
5. KATAPHITO	775	727	961	662	650	871	676	849	794	610	878	762	896	562	794
6. LEFKOYIA	669	800	1038	692	745	821	733	775	721	663	722	767	847	578	787
7. LIVADERO	960	943	1368	832	749	1012	661	863	770	752	779	784	653	578	953
8. NEVROKOPI	458	438	1057	630	665	848	673	757	677	648	652	713	705	496	689
9. OCHIRO	762	854	1200	690	737	962	589	816	865	855	794	771	855	574	859
10. PANORAMA	1125	985	1460	876	978	1472	812	1007	1067	917	1006	962	985	680	1122
11. PERITHORI	871	807	1121	720	704	1000	739	899	798	830	805	747	1005	687	956
12. POTAMI	704	846	965	821	493	829	621	744	765	581	591	553	778	486	721
13. VOLAX	861	953	1345	788	771	1310	987	853	1084	696	822	593	711	552	1216
14. VRONDOU	851	769	1218	738	645	939	756	883	780	613	781	748	912	641	978

	1979	1980	1981	1982	1983
	729	696	762	707	860
	755	520	616	644	672
	882	833	902	1084	954
	1162	1184	1284	1554	1195
	853	821	641	816	818
	999	891	852	1027	868
	864	812	715	806	858
	824	695	559	743	817
	974	848	823	833	964
	1284	1051	1017	1031	1210
	975	791	809	927	929
	863	836	706	928	755
	1182	962	816	912	981
	955	755	952	973	877

Nous observons sur la figure 2.5 que les variations des précipitations moyennes annuelles dans la plaine de Nevrokopi ne sont pas fortes d'une année à l'autre pendant la période 1970-1974 qui présentait des anomalies lors de la construction de la droite pour l'application de la loi de GAUSS.

Fig. 2.5 : Précipitations moyennes annuelles pour la période 1964-1983

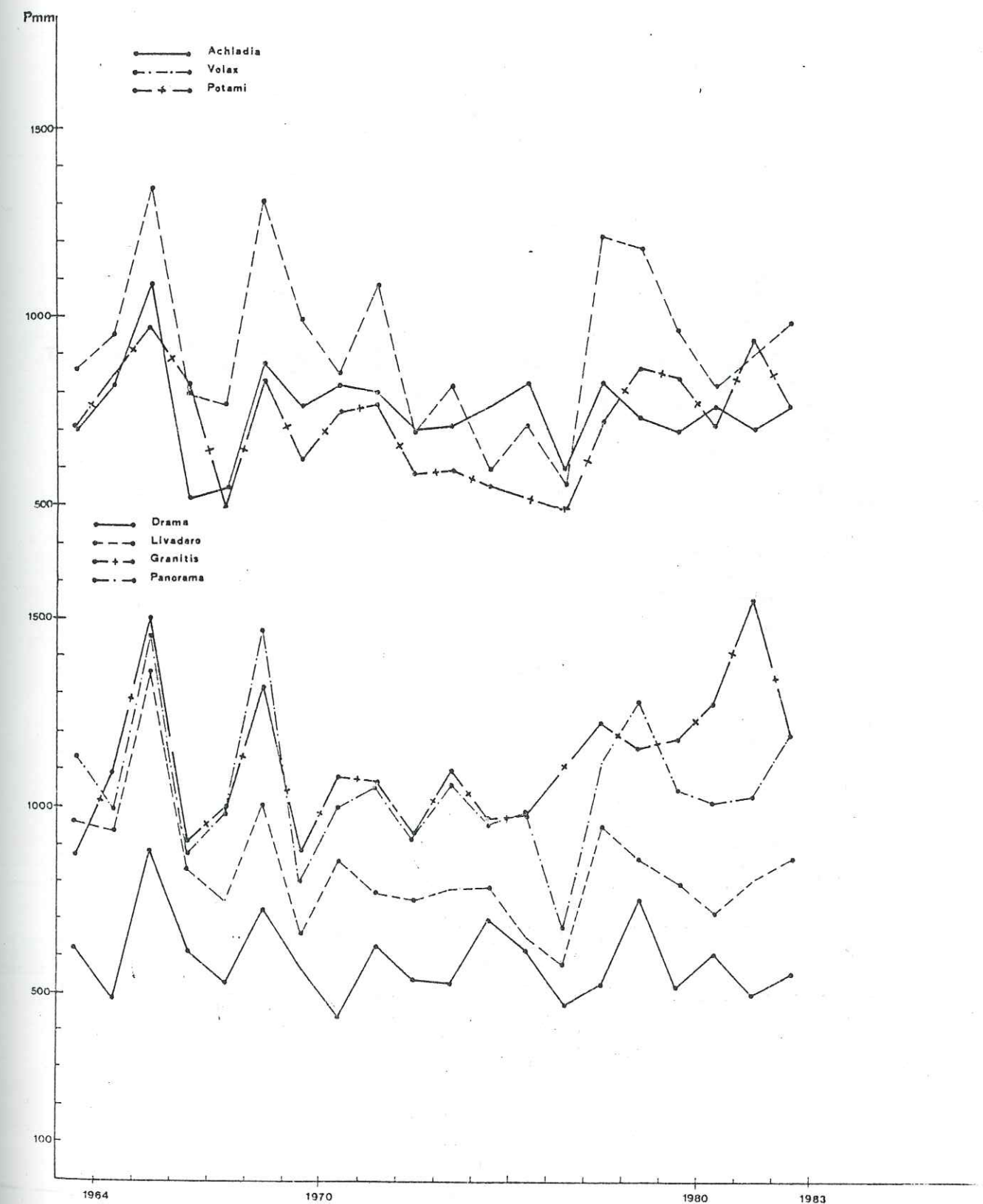
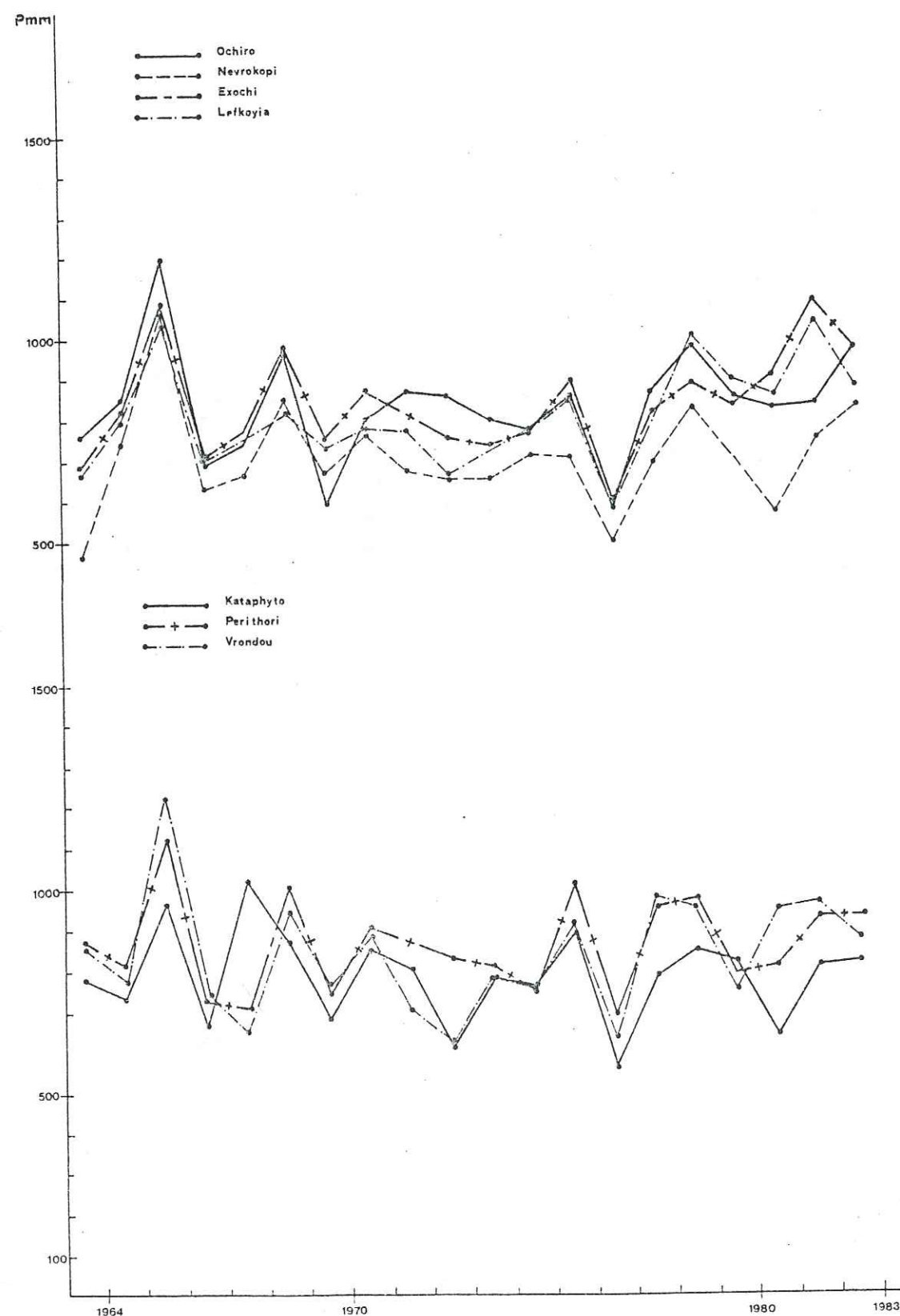
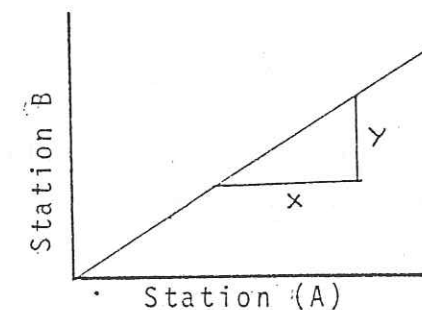


Fig.2.5' : Précipitations moyennes annuelle pour la période 1964-1983



2.1.4. Précipitations mensuelles

Après avoir complété les données concernant les précipitations annuelles, nous avons complété les données concernant les précipitations mensuelles. Nous avons trouvé graphiquement la relation entre les données mensuelles de la station à compléter (A) et de la station pour laquelle on possède une série complète de données (B).



On a trouvé le rapport :

$$k = \frac{y}{x} \text{ et quand on connaît } y \text{ on peut trouver } x.$$

Tabl.24: Précipitations moyennes mensuelles en mm pour la période de 1964-1983

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1. Nevrokopi	61.1	51.0	54.1	47.3	70.2	59.8	64.7	47.0	37.1	54.6	71.6	84.7
2. Perithori	85.42	74.4	69.9	57.7	79.6	66.5	67.4	46.1	41.7	70.0	88.4	109.5
3. Ochiro	91.9	74.5	63.1	57.7	76.6	70.6	65.5	50.7	39.5	61.22	84.4	103.3
4. Vrontou	87.7	74.2	62.7	58.7	77.6	57.6	73.4	45.8	41.0	72.1	87.8	102.2
5. Kataphyto	74.2	64.8	63.2	59.6	78.6	68.5	63.6	44.6	39.1	60.9	72.3	84.3
6. Exochi	93.4	72.7	67.2	56.1	72.7	60.9	61.9	45.2	42.9	61.2	79.2	90.6
7. Lefkoyia	73.0	65.0	58.1	54.7	83.1	69.2	58.9	56.7	43.0	58.0	82.8	107.4
8. Achladia	69.8	55.7	53.3	52.3	66.7	72.2	64.4	50.7	39.4	64.8	70.0	96.3
9. Potami	70.7	55.9	58.2	49.7	65.5	65.1	69.0	67.2	37.5	51.2	58.2	82.5
10. Volax	110.2	76.1	59.8	58.6	84.6	76.9	75.6	63.3	40.1	67.7	87.6	119.4
11. Granitis	132.5	102.7	98.3	82.2	94.6	76.5	72.5	50.4	46.5	80.9	120.0	150.4
12. Livadero	83.4	70.1	75.7	63.7	71.9	65.3	55.8	49.8	34.4	70.4	84.3	110.5
13. Drama	57.7	49.2	42.4	48.2	60.9	60.8	43.2	27.9	32.1	61.8	55.4	77.5
14. Panorama	112.7	102.7	97.7	74.9	90.1	69.4	64.7	50.9	37.3	91.4	118.1	142.1

On remarque qu'il y a des stations avec trois pics (décembre, mai, juillet): Nevrokopi, Vrondou et Perithori.

avec deux pics, (décembre et mai): Ochiro, Kataphito, Micropolis, Panorama, Lefkoyia, Volax, Granitis.

avec deux pics, (décembre et juin-juillet): Achladia, Potami

avec deux pics, (janvier et mai): Exochi.

Pour toutes les stations, septembre présente les plus faibles précipitations sauf pour la station de Drama où le minimum se situe au mois d'août. (Fig.2.6)

2.1.5. Variations saisonnières

On a construit l'histogramme des variations saisonnières des précipitations pour chaque station (fig.2.7).

Dans la vallée de Nevrokopi, on a séparé deux groupes. Celui qui présente les plus faibles précipitations l'été et celui qui présente les précipitations d'été égales aux précipitations d'automne.

Mais quand on calcule la moyenne de toutes les stations pour chaque saison, on trouve que la répartition saisonnière montre une diminution de l'hiver vers l'automne et que les précipitations sont assez bien réparties dans l'année.

H = 30,5 % P = 24,2 % E = 22,2 % A = 22,9 %

Dans la vallée de Nestos on observe que les trois stations (Achladia, Potami et Volax) ont la même répartition saisonnière avec une diminution des précipitations de l'hiver vers l'automne et une légère augmentation de celle-ci pendant l'été.

La moyenne des trois stations donne

H : 30,4 % P = 22,9 % E = 25,2 % A = 21,5 %

Les stations de Drama et celles qui se trouvent sur le Falacron montrent les variations saisonnières les suivantes :

H = 33,5 % P = 25,0 % E = 18,8 % A = 23,6 %

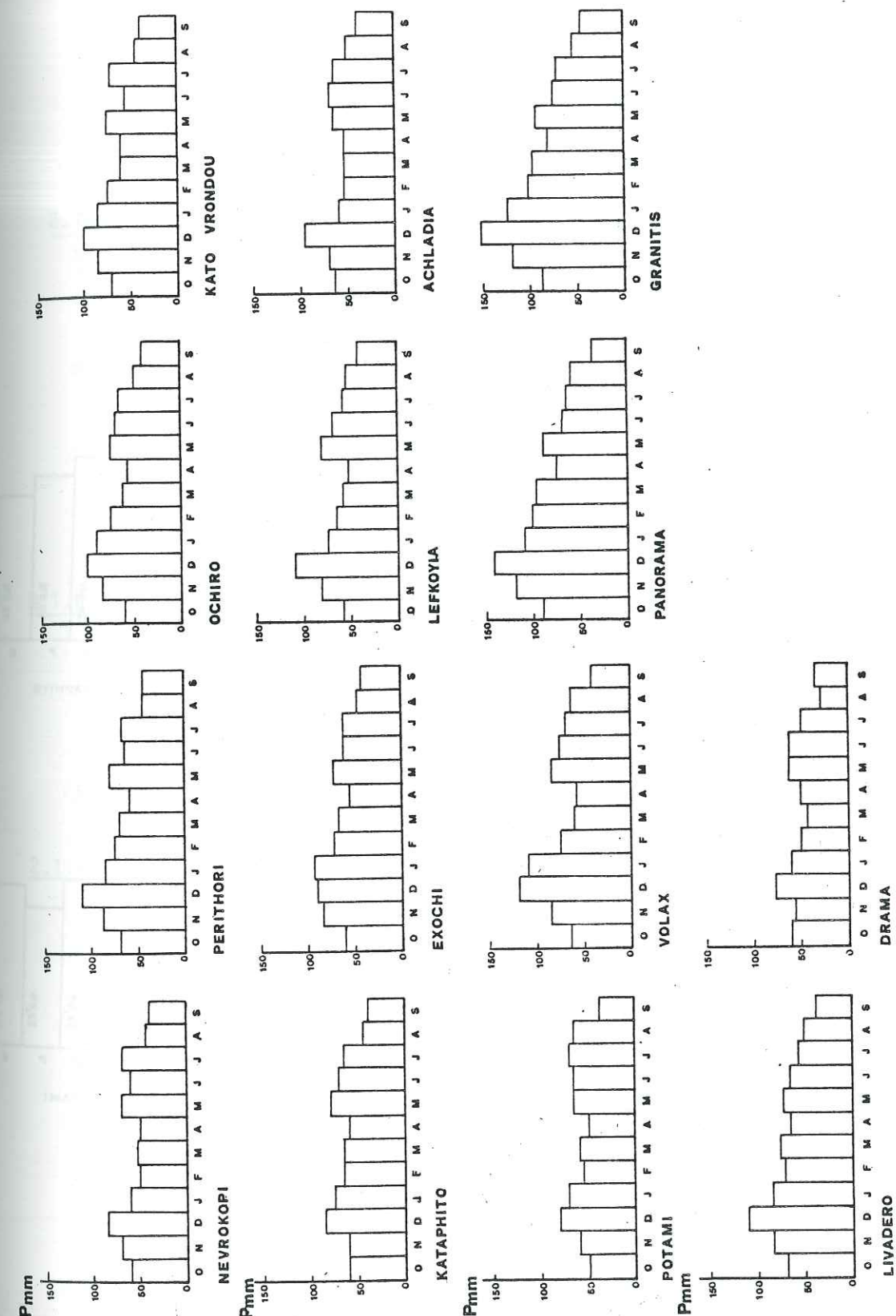
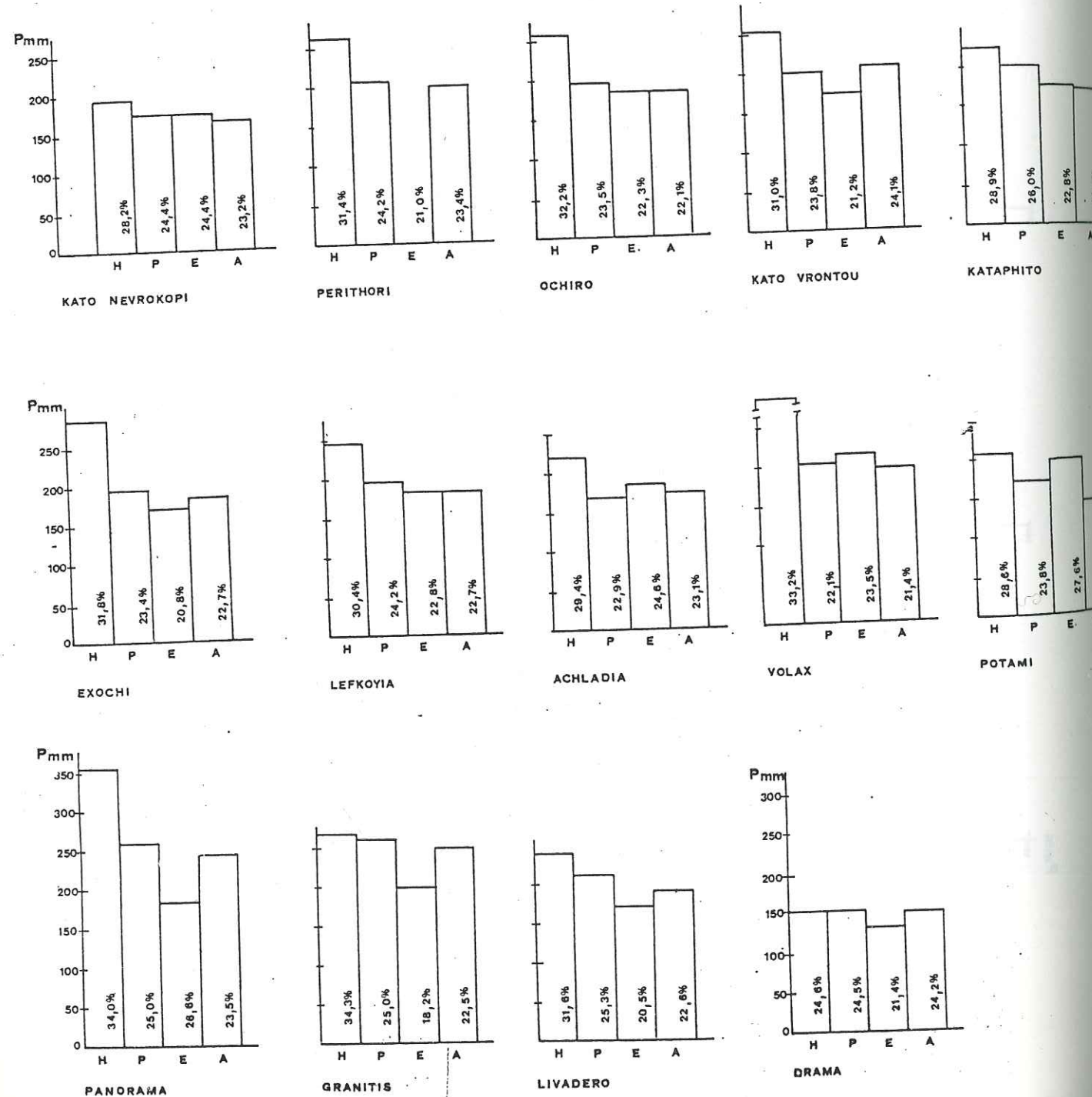


Fig.2.6 : Précipitations moyennes mensuelles -période 1964-1983

Fig.27 : Histogrammes des variations saisonnières des précipitations



Ce groupe de stations montre que le plus petit pourcentage de pluie tombe pendant l'été.

2.1.6. Calcul de la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin de Nevrokopi et sur le massif des marbres de Falacron

On a calculé la lame d'eau moyenne par différentes méthodes :

- moyenne arithmétique
- méthode de THIESSEN
- méthode des isohyètes
- courbe hypsométrique

2.1.6.1 Moyen arithmétique

Pour le bassin de Nevrokopi on a obtenu 801 mm/an et pour Falacron 880mm/an. Pour Nevrokopi on a utilisé toutes les stations qui sont dans la plaine et pour Falacron toutes les stations qui sont représentatives de sa pluviosité autour et sur le massif.

2.1.6.2 Méthode de Thiessen

C'est une méthode géométrique qui donne de bons résultats pour des régions montagneuses.

Elle consiste à relier toutes les stations adjacentes par des droites. On élève des perpendiculaires au milieu de chaque droite. Ces perpendiculaires s'interceptent et les points d'intersection constituent les sommets d'un polygone entourant chaque station.

Quand on relie les stations pour former des triangles il ne faut pas qu'il existe une autre station à l'intérieur d'un triangle car alors on aurait dû former des triangles élémentaires plus petits.

La hauteur des précipitations dans chaque polygone est celle de la station qui se trouve en son centre et on fait l'hypothèse que la pluie dans le polygone est répartie uniformément.

La hauteur de précipitations tombée sur le bassin est égale à

$$p = \frac{S_1 \cdot P_1 + S_2 \cdot P_2 + \dots + S_n \cdot P_n}{S}$$

S : Superficie du bassin

$S_1 \dots S_n$: Surfaces des polygones

$P_1 \dots P_n$: Précipitations sur chaque polygone.

Représentation graphique figure 2.8.

Tableau 2.5 : Bassin de Nevrokopi - Méthode de polygone

Station	altitude	Surface du polygone	noyenne annuelle	Precipitations
Kataphito	740m	90.84 Km ²	771mm	147.3mm
Vrondou	660m	66.78 Km ²	836mm	117.3mm
Perithori	600m	52.66 Km ²	875mm	94.7 mm
Lefkoyia	640m	79.22 Km ²	800mm	133.2mm
Exochi	620m	58.73 Km ²	808mm	99.5 mm
Nevrokopi	570m	54.10 Km ²	702mm	79.6 mm
Ochiro	550m	35.88 Km ²	832mm	62.7 mm
Panorama	550m	5.45 Km ²	1056mm	12.1 mm
Granitis	790m	20.51 Km ²	1098mm	47.3 mm
Volax	840m	3.86 Km ²	920mm	7.5 mm
Achlada	600m	8.07 Km ²	756mm	12.8 mm

Surface totale 476 Km² Precipitations: 814mm.

Tableau 2.6 : Falacro (massif de marbres) - Méthode de Polygone

Station	altitude	Surface du polygone	moyenne annuelle	Precipitations
Panorama	550m	24.6	1056mm	47.6 mm
Granitis	790m	85.4	1098mm	171.6 mm
Achlada	600m	74.94	756mm	19.7 mm
Potami	390m	41.72	730mm	5.6 mm
Volax	840m	137.8	920mm	322.0 mm
Drama	101m	50	616mm	80.7 mm
Livadero	670m	131.38	835mm	162.1 mm

total 543.6 Km²

total 868.6 mm

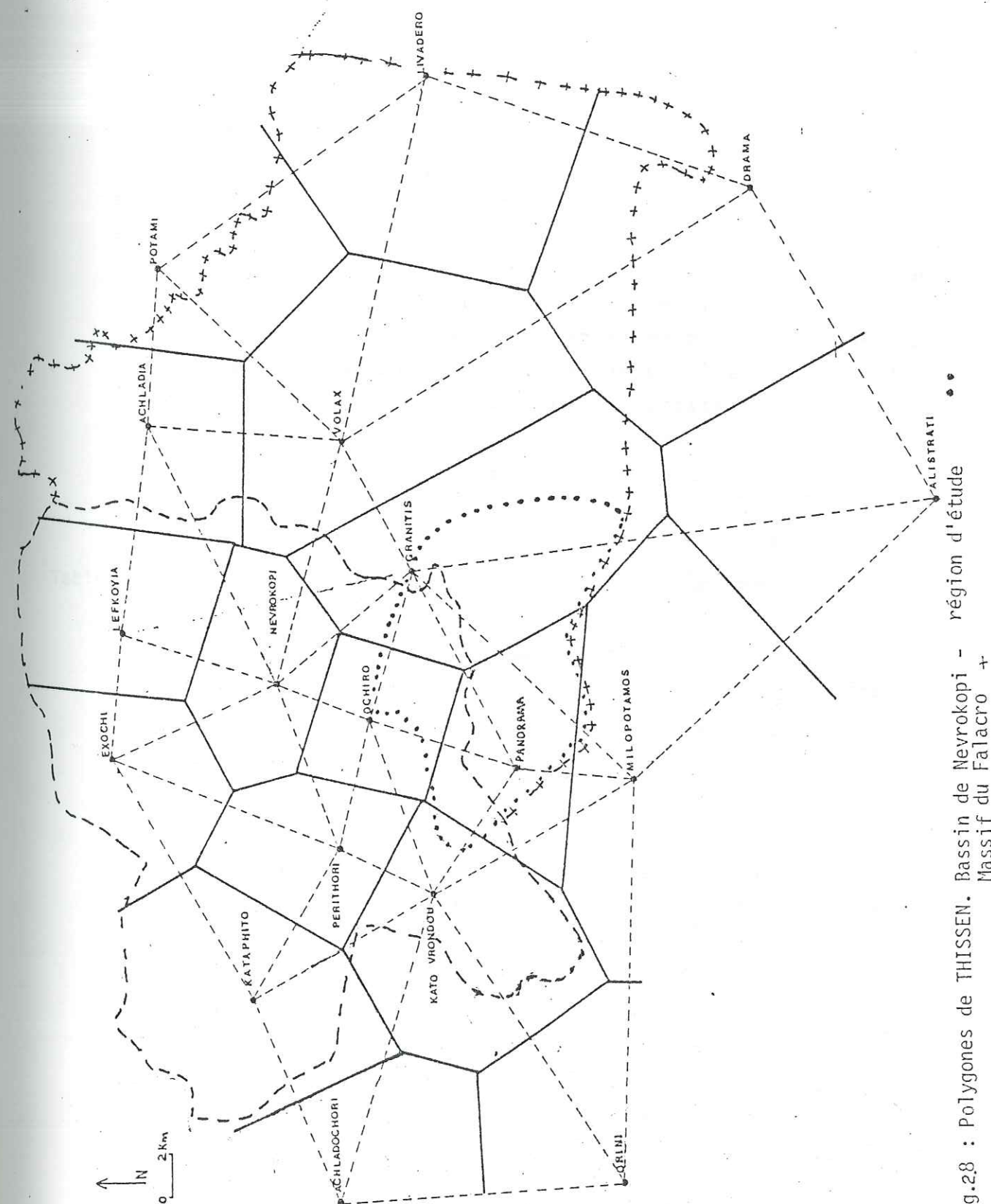


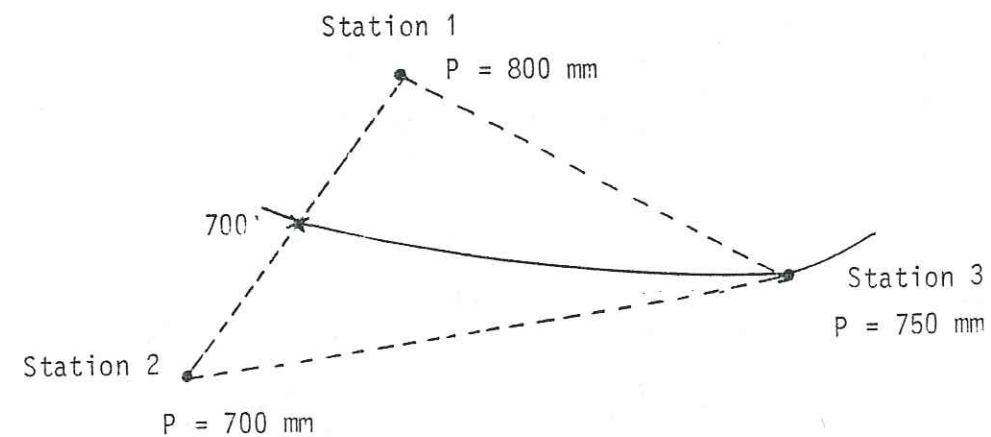
Fig.28 : Polygones de THISSEN. Bassin de Nevrokopi - région d'étude
Massif du Falacro

2.1.6.3. Méthode des isohètes

C'est une méthode qui contient beaucoup d'extrapolation surtout dans les régions où il n'y a pas de stations aux grandes altitudes (comme dans notre cas).

On relie les stations entre elles et on arrive à trianguler le domaine. Le choix des triangles doit être tel qu'il n'existe aucune station à l'intérieur d'un triangle et que le système soit triangulaire de façon la plus compacte possible.

Avec la méthode des trois points, on arrive à trouver les points présentant les mêmes valeurs des précipitations. On les relie entre eux et on obtient les courbes d'égales précipitations (isohètes).



La lame d'eau moyenne tombée sur une région étudiée est la somme des précipitations sur les surfaces élémentaires comprises entre deux isohètes divisée par la superficie totale de la région.

Après la construction des courbes d'égales précipitations (isohètes) on planimètre la surface entre deux isohètes et on la multiplie par la valeur des précipitations qui est la moyenne des deux isohètes qui limitent cette surface.

Tableau 27 : Bassin de Nevrokopi - Méthode des isohètes

Limites des isohètes	moyenne on mm	Superficie delimitée Km ²	hauteur de précipitations
700 - 750	725	15.8	24.07 mm
750 - 800	775	165.74	269.85 mm
800 - 850	825	156.79	271.75 mm
850 - 900	875	75.16	138.16 mm
900 - 950	925	25.26	49.09 mm
950 - 1000	975	18.23	37.34 mm
1000 - 1050	1025	7.74	16.67 mm
1050 - 1100	1075	11.28	25.48 mm

total 476 Km² 832.4 mm

Tableau 28 : Falacro (massif des narbres) - Méthode des isohètes

limites des isohètes	moyenne annuelle	superficie delimitée Km ²	Precipitations mm
600 - 650	625	4.56	5,2
650 - 700	675	5.27	6.5
700 - 750	725	21.76	28.34
750 - 800	775	83.2	118.0
800 - 850	825	124.5	188.0
850 - 900	875	90.41	144.8
900 - 950	925	68.59	116.1
950 - 1000	975	57.51	102.6
1000 - 1050	1025	42.69	180.1
1050 - 1100	1075	15.59	30.7

546.3 Km² total: 820.3 mm.

Représentation graphique figure 29.

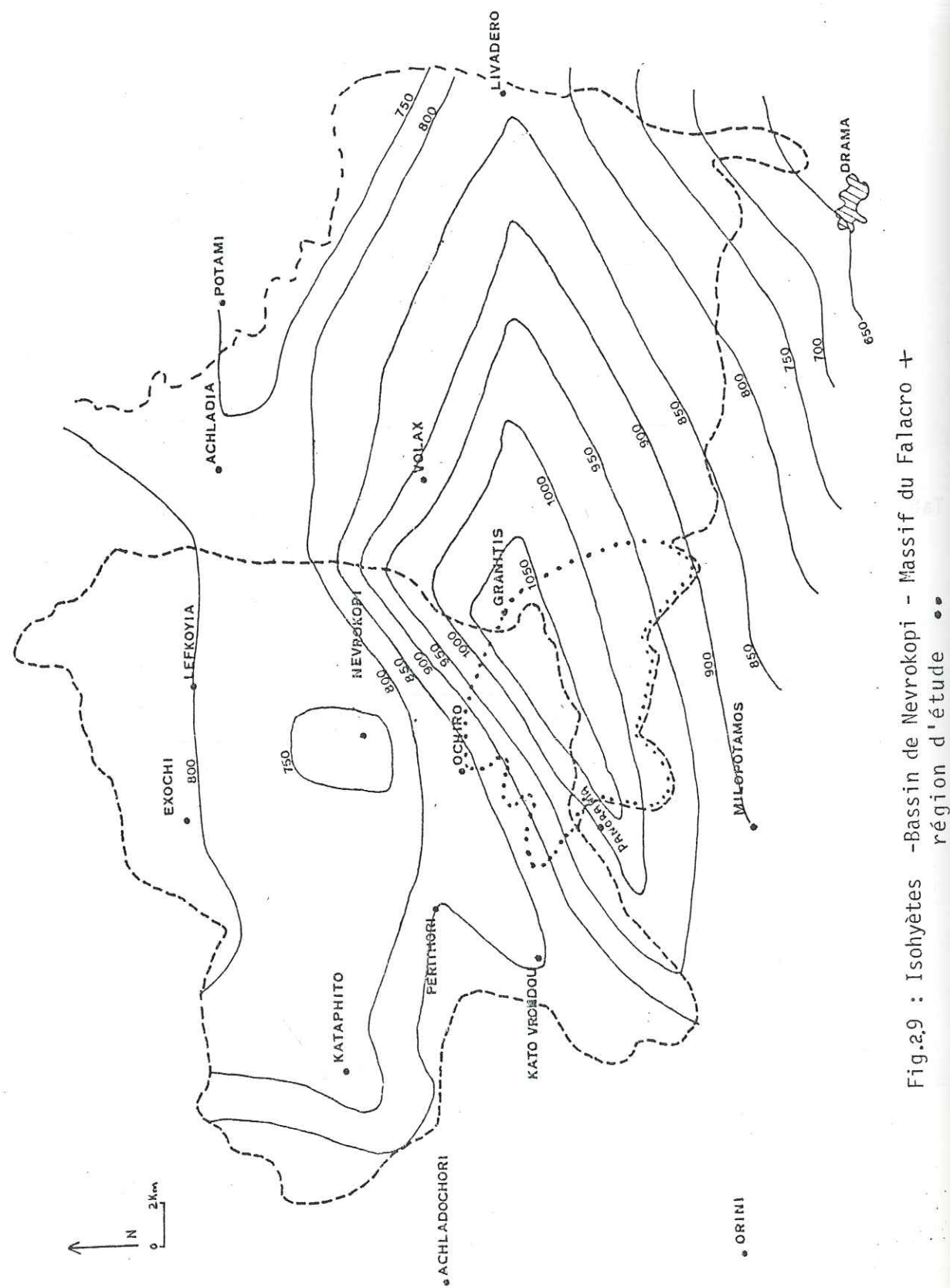


Fig.2.9 : Isohyètes - Bassin de Nevrokopi - Massif du Falacro + région d'étude

2.1.6.4. Méthode qui tient compte de la courbe hypsométrique du bassin et des variations de la pluviosité avec l'altitude

On a appliqué cette méthode que pour Falacron car les précipitations ne présentent pas une régression linéaire avec l'altitude dans la plaine de Nevrokopi.

Pour Falacron $Y_{alt} = 2.419x - 1346$ avec $r = 0.85$ et par la courbe hypsométrique, on trouve que l'altitude moyenne de Falacron (marbres) est de 850 mètres, alors avec l'équation précédent on a P moyenne : 908 mm.

2.1.6.5 Les résultats obtenus par les différentes méthodes

Méthodes	Plaine de Nevrokopi	Falacron
Moyenne arithmétique	801 mm	880 mm
Thiessen	814 mm	869 mm
Isohyètes	832. mm	320. mm
Hypsométrique	-	908 mm

Pour le bassin de Nevrokopi, on considère que les précipitations moyennes annuelles pour la période 1964-1983 données par la méthode de THIESSEN sont les plus valables parce que avec la méthode des isohyètes on a beaucoup extrapolé vers la région N.W-N à cause de l'absence de stations météorologiques.

Pour la région de Falacron, on observe que la valeur obtenue par la méthode des isohyètes est la plus faible parce que il n'y a pas de stations aux grandes altitudes partout sur le Falacro. La méthode hypsométrique fait apparaître une plus forte valeur des précipitations.

2.1.6.6. Calcul de la lame d'eau moyenne tombée sur la partie sud-ouest du Falacro (région d'étude).

Parce que notre région d'étude est la partie sud-ouest du Falacro mais en même temps fait partie du bassin de Nevrokopi pour calculer la lame d'eau moyenne qui tombe sur la région, nous avons calculé la lame d'eau moyenne pour l'ensemble des deux unités.

Nous avons utilisé la méthode des polygones de THIESSEN parce que nous croyons qu'elle donne les meilleurs résultats pour ces deux unités réunies.

Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 2.9 ainsi que les résultats pour les deux années d'étude (1984-1985 et 1985-1986).

Les valeurs obtenues par la méthode des polygones et celle de la moyenne arithmétique ne présentent pas de grandes différences.

Nous signalons que pour les deux années d'étude nous n'avons des mesures qu'aux stations de Nevrokopi, Drama, Ochiro et que les autres valeurs ont été estimées à partir des équations de régression linéaire. Nous adopterons les deux valeurs des années 1984-1985 et 1985-1986 comme des estimations de leur ordre de grandeur.

Tableau 2.9 : Précipitations moyennes annuelles sur le bassin de Nevrokopi et le massif de Falacro (résultats acceptés pour le massif sud-ouest du Falacro)

Stations	Surface du polygone km ²	Précipitation moyenne 1964-1983 mm	Précipitation pondérée mm	Précipitation 1984 - 1985 mm	Précipitation pondérée mm	Précipitation 1985 - 1986 mm	Précipitation pondérée mm
Livadero	131.88	835	107.72	743	95.85	824	106.3
Drama	50.0	616	30.13	436	21.32	661	32.31
Potami	41.72	730	29.79	624	25.47	760	31.02
Achlada	74.94	756	55.42	507	37.17	833	61.06
Granitis	105.91	1098	113.76	1022	105.88	1157	119.86
Lefkoyia	79.22	800	61.99	760	58.9	855	66.26
Nevrokopi	54.10	702	37.15	403	21.33	750	39.68
Ochiro	35.88	832	29.2	767	26.92	899	31.55
Vrondou	66.78	836	54.61	772	50.43	877	57.30
Panorama	37.87	1056	39.12	987	36.56	1120	37.9
Volax	141.86	920	127.666	785	108.9	940	130.44
Kataphito	90.84	771	68.51	600	53.3	800	71.1
Perithori	52.66	875	45.07	730	37.6	846	43.6
Exochi	58.73	808	46.52	750	43.0	862	49.5
	1022.3 km ²	moy. 831 mm	moy. 846 mm	moy. 706 mm	moy. 722.6 mm	moy. 870 mm	moy. 878 mm

2.2. Le vent

Le vent qui domine dans la plaine de Drama, pendant toute l'année est le vent du Sud. Il vient de la mer riche en humidité. Il traverse la plaine, il s'élève sur les pentes de la montagne du Falacron qui forme un barrage, puis il descend dans la plaine de Nevrokopi mais est alors très pauvre en pluie.

Dans la vallée de Nevrokopi, le vent du Nord domine pendant l'hiver. Pendant le printemps et l'été les vents sont faibles. Le vent qui vient du N.E résulte en réalité du vent du Sud canalisé dans la vallée étroite du Nestos qui rencontre un barrage montagneux à la frontière Grèce-Bulgarie et tourne vers l'Ouest où il y a un passage qui le ramène dans la vallée de Nevrokopi. Quand ce vent arrive à Nevrokopi, il est déjà pauvre en pluie.

Le vent qui vient de la Mer Noire et qui provoque les chutes de neiges n'a pas une grande influence parce que son parcours jusqu'à Nevrokopi est long.

Ces plaines de Drama et Nevrokopi ne subissent pas l'influence du vent du N.W qui provoque généralement la pluie en Grèce parce qu'il y a les montagnes de Menikion et de Orvilos perpendiculaires à cette direction.

La répartition saisonnière des pluies dans les deux plaines est contrôlée par l'anticyclone Sibérien (pluies frontales). Elle dépend de l'extension de cet anticyclone et de son recul.

2.3. Neige et gelées

La neige tombe de novembre jusqu'à la fin mars. La neige au-dessous de 1000m d'altitude ne reste pas longtemps mais au-dessus de 1000m, elle reste jusqu'au printemps. On n'a pas de mesures exactes, mais on estime que la hauteur de neige correspond à une colonne d'eau de 100 mm.

On observe souvent des gelées à partir de novembre et quelque fois jusqu'à avril.

L'hiver et même l'été, le matin, on observe souvent du brouillard dans la plaine Nevrokopi.

2.4. Les températures

La température est un facteur climatique important qui conditionne l'évapotranspiration, la fonte des neiges, etc... et il faut l'étudier dans un bilan hydrologique.

Dans la plaine de Nevrokopi, il y a trois stations dans lesquelles on fait des mesures de température et dans la plaine de Drama proche des marbres de Falacron se trouve une station dans la ville de Drama.

Bassin de Nevrokopi

Tableau 2.10 : Températures moyennes mensuelles de la période 1964-1983 en °C

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Annuelle	altitude	Service
Nevrokopi	0.36	2.86	6.53	10.72	15.50	18.63	20.53	20.10	16.60	11.72	6.71	1.89	11.0	570m	BAI
Exochi	0.8	2.39	5.65	9.67	14.49	17.93	19.80	19.23	16.13	11.57	6.09	1.73	10.55	670m	BE
Kataphyto	0.78	2.95	5.76	9.82	14.52	18.30	20.18	19.75	16.28	11.76	6.54	2.71	10.88	761m	BE
moyenne	0.65	2.73	5.98	10.07	14.84	18.29	20.17	19.69	16.34	11.68	6.45	2.11	11.00		
Drama	3.84	6.54	9.62	14.0	19.08	23.87	25.68	24.58	21.53	15.39	9.80	5.64	14.80		BAI

Tableau 2.11 : Températures moyennes annuelles pour la période 1964-1981 en °C

Station	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981
Nevrokopi	10.8	10.3	11.6	10.4	10.8	11.1	11.2	10.6	11.1	10.8	11.0	11.2	10.3	11.8	10.4	11.3	11.2	11.6
Exochi	10.1	9.7	11.1	10.1	10.8	10.9	10.6	10.5	9.9	10.3	10.3	10.0	9.6	10.8	9.6	10.0	10.4	12.1
Kataphyto	10.3	10.1	11.4	10.3	11.2	10.9	9.2	10.2	10.4	10.3	10.5	11.2	9.8	12.5	10.6	11.1	11.03	11.3
Drama	15.3	15.1	16.3	15.5	16.05	15.0	15.61	—	15.33	15.33	14.96	15.31	14.51	15.21	14.37	14.55	14.16	13.31

Tableau 2.12 : Fluctuations des températures pour chaque station

Station	Mois plus chaud Moyenne Mensuelle (1964 - 1981)	Mois plus froid Moyenne Mensuelle (1964 - 1981)	l'écart entre les deux	écart moyen 19.6°C
Nevrokopi	Juillet 20.95°C	Janvier 0.36°C	20.59°C	
Exochi	Juillet 19.80°C	Janvier 0.80°C	19.0°C	
Kataphyto	Juillet 20.0°C	Janvier 0.78°C	19.22°C	
Drama	Juillet 25.68°C	Janvier 3.84°C	21.84°C	

La vallée de Nevrokopi, est la région la plus froide en Grèce. Il y a des années où la température basse est arrivée à -30°C pendant l'hiver et au contraire il y a des années pendant lesquelles, surtout au mois d'août, la température dépasse 35°C.

On observe dans les stations les plus basses température pendant les mois de décembre, janvier, février et les plus élevées pendant les mois de juin, juillet et août.

La température moyenne de la période printemps-été est 14.84°C et pour la période hiver-automne 6.66°C et pour Drama 19.47°C et 10.5°C.

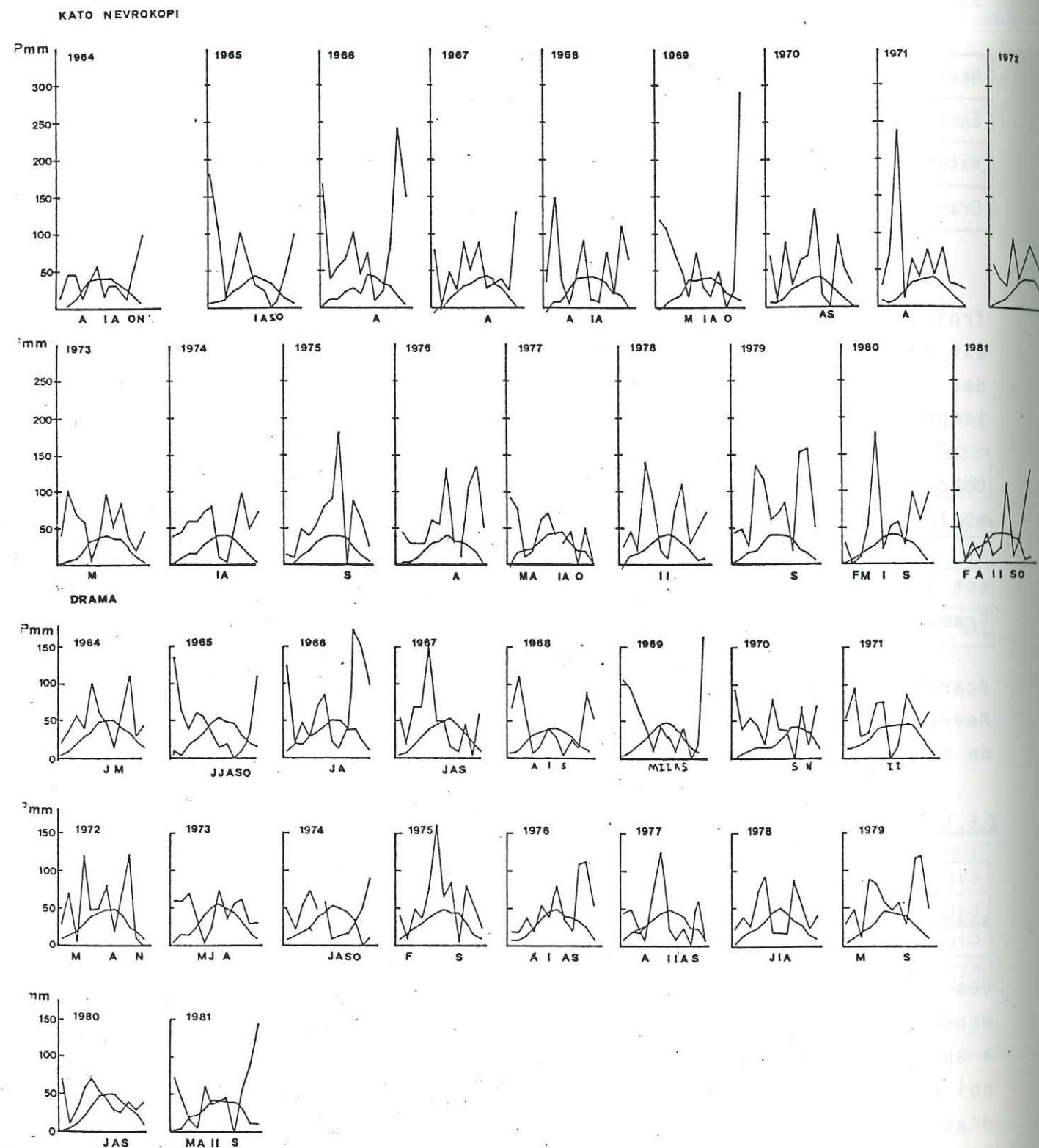
La station de Nevrokopi présente le plus grand écart et celle d'Exochi le plus petit (dans la plaine de Nevrokopi) mais la station de Drama présente le plus grand écart de toutes les stations.

2.5. Les courbes ombrothermiques (fig. 2.10)

On a contruit des courbes ombrothermiques pour les stations de Nevrokopi.

Ce sont des courbes qui sont établies en fonction des précipitations mensuelles et de la température moyenne mensuelle. Elles permettent de caractériser chaque mois. On a appliqué le rapport 2mm pour 1°C (selon GAUSSEN). En ce qui concerne la vallée de Nevrokopi on a trouvé que les mois d'avril, mai, juin, juillet, août, septembre et octobre sont demi-secs mais on a pas chaque année tous les mois précédents

Fig.2.10 : Les courbes ombrothermiques



secs mais quelques uns. Les autres mois sont des mois humides. Alors on peut dire que le climat est un type semi sec vers humide.

A la station Drama, on observe aussi les mois semi-secs qui sont : février, mars, avril, août, septembre, octobre et novembre et les autres sont humides.

2.6. Les climogrammes (fig.2.11)

Cette méthode consiste à construire un graphique en fonction des précipitations mensuelles moyennes (axe vertical) et des températures moyennes mensuelles (axe horizontal). On réunit les points et on obtient un climogramme. Les diverses lignes qui divisent la grille du climogramme nous permettent de caractériser chaque mois en fonction de la T°C et de Pmm.

Dans la vallée de Nevrokopi, on a observé que les climogrammes de trois stations présentent trois mois (janvier, février et décembre) comme des mois froids et humides et les restants sont des mois tempérés.

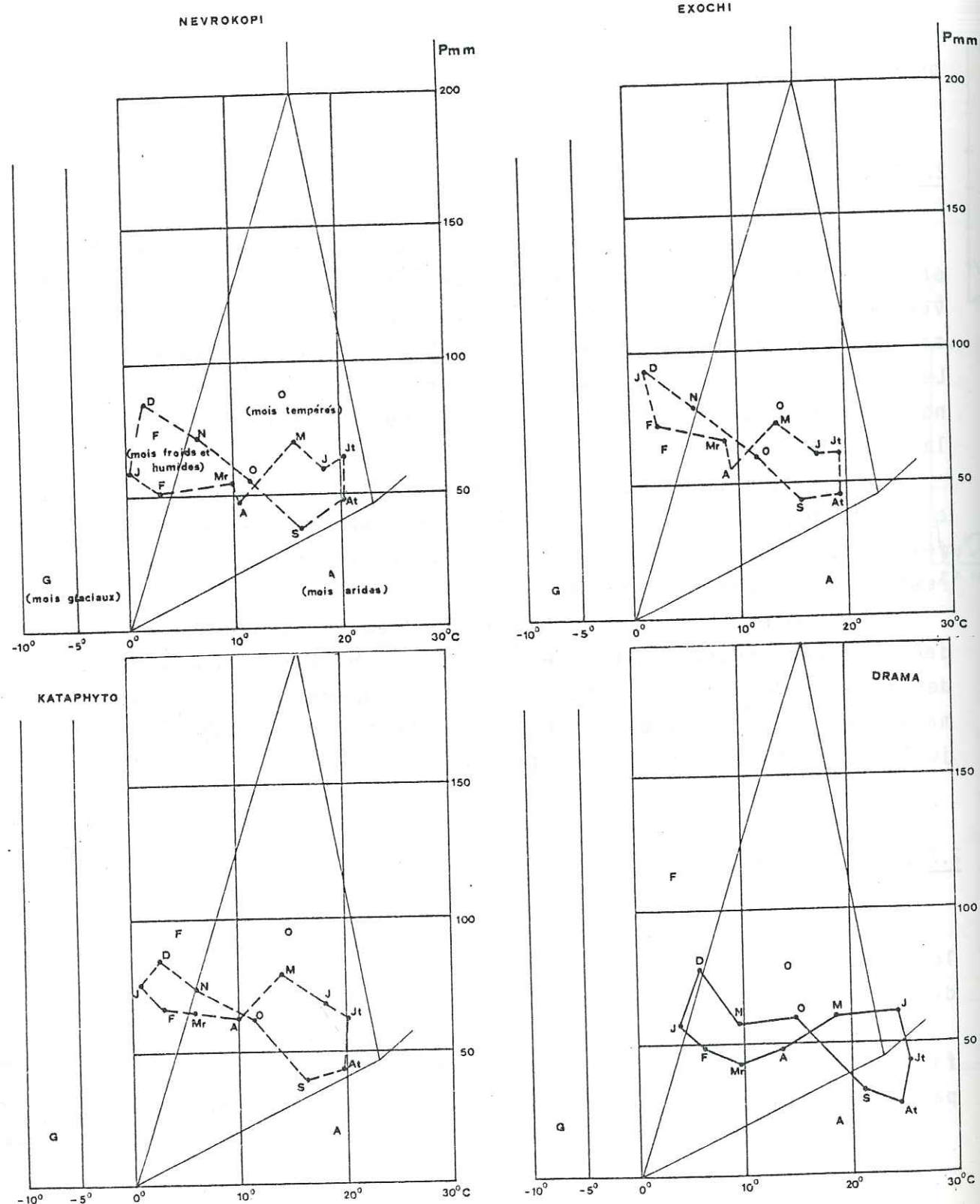
Dans la plaine de Drama, les deux mois janvier et décembre sont froids et humides mais ils sont assez proches des limites des mois tempérés. Les mois tempérés sont février, mars, avril, mai, octobre et novembre. Les mois de juin, juillet, août et septembre sont des mois arides.

2.7. Relation altitude-température

On a utilisé la régression linéaire simple pour les stations Nevrokopi, Exochi et Kataphyto (dans la plaine de Nevrokopi) pour la période 1964-1981. On a obtenu:

$y = 0.002x_{alt} + 11.727$ avec le coefficient de corrélation $r = -0.515$. On observe qu'il n'y a pas une dépendance statistique entre altitude et température.

Fig. 2.11: Climogrammes



En tenant compte que les stations Exochi et Nevrokopi ont une différence d'altitude 100 mètres. On observe qu'il y a un abaissement de la température de 0.6°C . Alors on admettra que le gradient thermique dans cette plaine est 0.6°C .

Pour la station de Drama (B.A) on a trouvé une régression linéaire avec les stations Nevrokopi, Exochi $y = 0.0082x_{\text{alt}} + 15.74$ et avec le coefficient de corrélation $r = -0.999$. Si on admet que c'est une relation qui est représentative surtout dans la région des marbres de Falacron on observe que le gradient thermique pour Falacron est 0.82°C pour 100 mètres.

Finalement le climat de Nevrokopi est un climat intermédiaire entre le climat méditerranéen et le climat continental et c'est une conséquence de l'existence des montagnes Falacron qui empêche l'influence de la mer. Au contraire le climat de la plaine de Drama est un climat méditerranéen de l'intérieur.

— Pour la région de notre étude, nous admettons que sa température est proche de celle de la région de Nevrokopi vu que la température de l'air sur le site de la source Mara pour les années 1984, 1985, 1986 est de 12°C et que l'année 1986 était une année exceptionnellement chaude.

Nous pouvons donc faire une approximation de la température moyenne du massif sud-ouest de Falacro en tenant compte de son altitude moyenne 864 m et de la relation altitude température ; la température moyenne est alors de 9°C .

2.8. Evapotranspiration

L'évapotranspiration est l'ensemble des émissions d'eau vers l'atmosphère par le phénomène physique (évaporation) et par le phénomène biologique (transpiration pendant une période précise).

Elle est un des facteurs qui conditionnent les quantités d'eau d'écoulement et les réserves souterraines en eau.

On distingue deux types d'évapotranspiration :

ET_p : Evapotranspiration potentielle, c'est elle qui se produit quand le sol est suffisamment humide et que sur la surface il y a aucune contrainte restrictive au flux de vapeur.

ET_r : Evapotranspiration réelle, celle que l'on observe en réalité parce qu'il y a toujours les contraintes restrictive.

Les facteurs qui conditionnent l' ET sont les températures, le vent, l'hygrométrie, le rayonnement, le type de végétation, l'état hydrique du sol, la nature des formations géologiques et l'altitude.

Dans le bassin de Nevrokopi, une bonne partie de son étendue est couverte par la végétation (42,8 % forêts et 14,4 % arbustes). On a observé que les marbres sont aussi couverts par la végétation et surtout leurs versants qui sont exposés au vent du Nord. Au contraire, les versants de Falacron vers la plaine de Drama sont couverts par des arbustes d'une fréquence moyenne. Les mêmes conditions existent sur les versants vers le Nestos.

Il y a beaucoup de formules pour évaluer l' ET_p et l' ET_r .

On a choisi :

la formule de THORNTHWAITE

la formule de TURC

la formule de COUTAGNE

8.1. Formule de THORNTHWAITE

On a calculé la ET_p mensuelle par cette formule qui est empirique basée sur les résultats des expériences sur des caves lysimétriques.

La formule: $ET_p = Ct^a$

ET_p en m/mois

t = température moyenne mensuelle en $^{\circ}C$

C, a = coefficients interdépendants

et $a = 0,49239 + 1792.10^{-5}I - 771.10^{-7}I^2 + 675.10^{-9}I^3$

$I = \sum_{i=1}^{12} i$ s'appelle indice thermique annuel

$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1.5}$ s'appelle indice thermique mensuel

Les résultats obtenus sont corrigés avec des facteurs (k) pour chaque mois et ces facteurs dépendent de la latitude des stations.

SERRA a proposé une simplification de cette formule qui est $ET_p = 1.6 \left(10 - \frac{t}{I}\right)^a$ avec $a = \frac{1.6}{100} + 0.5$ $ET_p = \text{mm/mois}$

On a utilisé les abaques pour trouver i et les coefficients de correction k (GRILAKIS, Grèce, 1972).

Latitude du bassin Nevrokopi 41°

Les résultats obtenus

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
t en $^{\circ}C$ mensuelle du bassin	0.65	2.73	5.98	10.07	14.84	18.29	20.17	19.69	16.34	11.68	6.45	1.09
ET_p en mm	1.2	9.0	22.9	42.7	67.8	87.0	99.0	95.0	76.0	51.0	25.1	3.0
Coefficient K correctif	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
ET_p corrigée	1	7	23.0	48.0	87.0	112.0	130.0	115.0	79.0	48.0	20.0	2.0
P en mm précipitation mensuelle	81	68	63	56	77	65	65	48	41	63	81	97
P- ET_p en mm	80	61	40	8	-10	-47	-65	-67	-38	15	61	95
t en $^{\circ}C$ moyenne mensuelle du Nevrokopi	0.36	2.86	6.53	10.72	15.5	18.63	20.53	20.1	16.6	11.72	6.71	1.89
ET_p en mm	0	9.0	24.0	44.0	69.9	87.6	98.7	96.2	76.0	49.6	28.2	5.3
ET_p corrigée (avec le même k)	0	7.0	25.0	50.0	89.6	113	129.0	116.4	79.0	46.6	22.3	4.0
P en mm précipitation moyenne mensuelle a Nevrokopi	61.1	51.0	54.1	47.3	70.2	59.8	64.7	47	37.1	54.6	71.6	84.7
P- ET_p en mm	61.1	44	29.1	-2.7	-19.4	-53.2	-64.6	-69.4	-41.9	8	49.3	80.7

Tableau 2.12: valeurs de ET_p selon THORNTHWAITE.

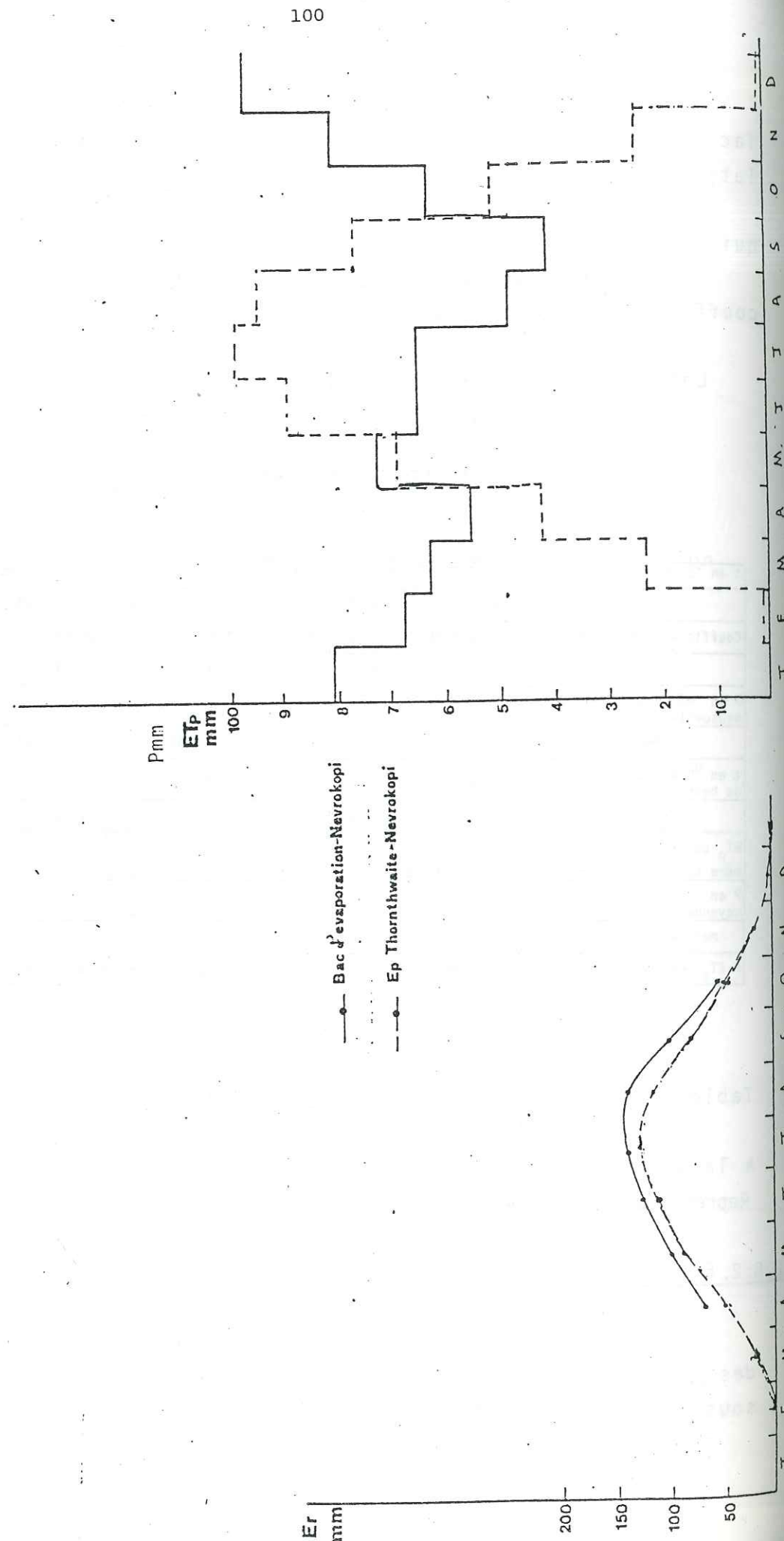
L' ET_p totale dans le bassin est de 672 mm/an et à la station de Nevrokopi de 682.2 mm/an.

Représentation graphique, figures 2.12, 2.13

2.8.2. Formule de TURC (ET_r)

C'est une formule statistique qui est le résultat des observations sur 254 Bassins versants dans le monde entier, sous des climats différents.

Fig.2/12 : Relation entre le ETp sur le bac (Nevrokopi) et le ETp THORNTHWAITE (Nevrokopi)
 Fig.2/13 : Relation entre précipitations mensuelles et les ETp mensuels (THORNTHWAITE)-Bassin de Nevrokopi ---



la formule: $ET_r = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$

P : précipitations moyennes annuelles en mm

$L : 300 + 25T + 0.05T^3$

T : température moyenne annuelle en °C

avec $P=814\text{mm}$ $T=10.7^\circ\text{C}$ et $L=6.29$. (Bassin de Nevrokopi)

On a obtenu $ET_r=507\text{mm}$.

Pour le massif du sud-ouest Falacro, nous avons obtenu 475 mm avec $P = 846 \text{ mm}$ et $T = 9^\circ\text{C}$.

2.8.3. Première formule de COUTAGNE (corrigée)

Dans ce cas $(ET_r)D = 210+30T$ et elle est valable pour $P = 800 \pm 20\%$ mm avec des précipitations assez abondantes parce que l'influence de leur repartition dans le temps sera négligée et que le bassin est assez homogène.

2.8.4. Deuxième formule de COUTAGNE

Cette formule évalue l' ET_r annuelle en m et par l'équation $D=P-\lambda P^2$. P: précipitation annuelle en m

et $\lambda = \frac{1}{0.8+0.14T}$

T = température moyenne annuelle en °C.

Pour que cette formule soit applicable il faut que les précipitations soient comprises entre $\frac{1}{8\lambda} < P < \frac{1}{2\lambda}$.

Pour notre cas $\lambda = 0.435$ et $P = 0.814\text{m}$

alors $0.29 < 0.814 < 1.15$ et on peut utiliser cette formule.

Aussi nous avons appliqué cette formule pour le massif sud-ouest de Falacro avec $P = 0.846 \text{ mm}$, $\lambda = 0.48$ et $0.26 < 0.846 < 1.041$.

2.8.5. Formule BURDON-PAPAKIS

Pour les marbres du Falacro, on a employé aussi la formule de BARDON-PAPAKI.

$$ET_r = \frac{\sum_{1}^6 \text{mois d'hiver et d'automne}}{2} + \sum_{1}^6 \text{mois d'ete et de printemps.}$$

Tableau 14 : Valeurs de ETp et de ETr

ET _p Thornthwaite	1964-1981	672mm/ans	82 %	Bassin de Nevrokopi
ET _r Turc	1964-1981	507mm/ans	63 %	
ET _r Coutagne	1964-1981	526mm/ans	65 %	
ET _r Coutagne (corrigée)	1964-1981	531mm/ans	65 %	
ET _p observe sur le Bac de station Nevrokopi	1964-1981	736.5mm/ans	90 %	
ET _r Burdon-Papaki Marbres de FALACRO	1964-1981	637mm/ans	74 %	
ET _r Turc sur le massif sud-ouest du Falacro	1964-1983	475mm/ans	55 %	
ET _r Coutagne (corrigée) sur le massif sud-ouest du Falacro	1964-1983	980mm/ans	55,5%	
ET _r Coutagne sur le massif sud-ouest du Falacro	1964-1983	505mm/an	59 %	

Nous observons que l'ETr pour le bassin de Nevrokopi est 63-65 % et pour le massif du sud-ouest du Falacro : 55-59 %.

En tenant compte des valeurs de l'ETr observées dans les régions suivantes en Grèce :

région du Parnasse entièrement calcaire 50 %

région du Parnasse-Ghiona presque entièrement karstique 56,5%

région de la vallée Edesseos (nord-ouest de la Grèce) 55 %

Cette dernière région a comme P = 725 mm et T = 10°C, conditions proches des conditions existant dans notre région d'étude.

2.9. Infiltration

La nature lithologique est le facteur primordial pour la détermination de l'infiltration. Le massif sud-ouest du Falacro présente sur 5.3 % de sa superficie des granites, sur 1.9 % des dolomies et les 92.8 % restant sont des marbres. Nous pouvons donc dire que l'infiltration dans le massif est représentée par l'infiltration dans les marbres.

Pour évaluer l'infiltration dans les marbres nous avons utilisé la méthode empirique de KESSLER H. (1957) qui l'a corrigée en 1965. KESSLER H. a basé sa méthode sur des observations de très longue durée en Hongrie. Malgré la différence entre le climat de la Grèce et celui de la Hongrie, les résultats obtenus sont très proches de la réalité, d'après des études dans les régions grecques :

1. karst du Parnasse (ARONIS.G., BURDON.D et ZERISK, 1963) 51,6 %
2. karst du Parnasse pour une étude détaillée par MONOPOLIS a donné 48,4 % et par la méthode KESSLER 48,1 %
3. karst d'Arnissa (nord-ouest de la Grèce) SOULIOS G. (1978) par la méthode KESSLER 45,5 %.

Le principe de cette méthode est que l'infiltration dépend de la répartition de la pluviométrie dans les douze mois de l'année. Ainsi KESSLER a établi un coefficient pour chaque mois par lequel il multiplie les précipitations et il obtient l'infiltration pour un mois.

Nous avons utilisé comme hauteur pluviométrique pour chaque mois la moyenne de toutes les stations qui sont sur le massif de Falacro ou sont autour de lui : Lefkoyia, Nevrokopi, Potami, Granitis, Volax, Achladia, Vrondou, Livadero, et Drama parce qu'elles sont les plus représentatives. Sur le tableau 15, nous présentons les résultats que nous avons obtenus.

Nous voyons que l'infiltration est comprise dans les limites 40-55 %. Selon MARINOS P. (1975) ce sont également les limites d'infiltration dans les formations calcaires en Grèce.

Tableau 15 : Coefficient et application de la méthode de KESSLER

Mois	Coefficient	Précipitation mm	Infiltration mm
Janvier	0.434	81.9	35.6
Février	0.775	53.2	41.2
Mars	1.13	62.5	70.6
Avril	0.60	57.3	34.4
Mai	0.446	75.0	33.5
Juin	0.339	67.0	22.7
Juillet	0.207	64.2	13.3
Août	0.176	51.0	9.0
Septembre	0.146	39.0	5.7
Octobre	0.128	64.6	8.3
Novembre	0.225	79.7	17.9
Décembre	0.497	103.4	51.4

800 mm

343.6 mm ou

43 %

2.10. Conclusion

La région de notre étude reçoit des précipitations moyennes mais qui sont bien réparties dans l'année. L'absence de stations aux altitudes élevées mine l'importance de la neige en raison de l'absence de mesures précises.

L'étude des températures montre que les hivers sont rigoureux dans la plaine de Nevrokopi mais moins rigoureux dans la plaine de Drama. Il y a des orages et l'intensité de la pluie est remarquable mais il n'y a pas d'écoulement superficiel.

Les valeurs de l'évaporation réelle calculées par les méthodes de TURC et de COUTAGNE sont plus fortes pour le bassin de Nevrokopi que pour le sud-ouest du massif du Falacro. Nous admettons que ces deux formules donnent une bonne précision en Grèce pour les régions de précipitations moyennes à élevées et des températures basses.

La méthode de KESSLER a donné un coefficient d'infiltration de 0.43 qui est acceptable en tenant compte que les marbres ne sont pas très karstifiés en surface et des conditions de températures et de précipitations déjà signalées.

CHAPITRE 3 HYDROMETRIE

3.1. Mesures des débits

3.1.1. Installations

A partir du 12 décembre 1983, on a installé trois limnigraphes dans la grotte de la source Mara (fig.1.21) mais leur fonctionnement ont toujours posé beaucoup de problèmes à cause de l'humidité. En même temps, on a implanté des échelles juste à côté de chaque limnigraphe et chaque jour on a noté la hauteur de l'eau à peu près à la même heure.

Nous avons fait les mesures du débit de la source Mara au point d'installation du première limnigraphe.

Dans la région des gouffres, à environ 100 mètres au Nord du grand gouffre il y a une échelle et un limnigraphe pour les mesures des débits du torrent qui arrive aux gouffres. L'inconvénient de cette installation est que le 0 de l'échelle se trouve à une hauteur de 132 cm du fond du lit du torrent de Nevrokopi. Alors il y a une période pendant laquelle il y a un apport d'eau vers les gouffres non mesuré.

Ici il n'a pas été fait de jaugeages mais le débit qui arrive aux gouffres a été mesuré de façon expliquée à la page .

Il n'y a pas beaucoup de mesures des débits pour les sources Nouera, Panorama et Ochiro. Il y a des mesures pour quelques années pour Nouera et les mesures pour un débit moyen pour les sources Panorama et Ochiro. Les deux dernières sources sont captées et leurs eaux sont distribuées dans le système d'alimentation des villages Panorama et Ochiro.

3.1.2. Les jaugeages (source Mara)

On a mesuré les débits 3 mètres à l'aval du limnigraphe 1 avec le micro-moulinet et on a pu construire la courbe de tarage pour la période 1985-1986.

Le service B.A.I.* fait aussi des jaugeages au micro-moulinet environ 150 mètres à l'aval du limnigraphe 1. On a utilisé ces mesures aussi pour construire la courbe de tarage pour la période 1984-1985.

* B.A.I. : Bureau d'Agriculture et des Irrigations.

3.1.3. La courbe de tarage (fig. 31)

On a ajusté la relation débits-hauteur par la méthode des moindres carrés. On a observé que les deux courbes de tarage sont des paraboles. On a testé la fonction exponentielle :

$$Q = aH^b \quad \begin{array}{l} Q = \text{débit en m}^3/\text{s} \\ H = \text{hauteur à l'échelle limnimétrique en m.} \end{array}$$

pour les deux courbes, on a trouvé que le coefficient de corrélation est satisfaisant. On a obtenu $r = 0.987$ pour la période du 1 octobre 1984 au 31 décembre 1985 et $r = 0.988$ pour la période du 1 janvier 1986 au 31 décembre 1986.

Les équations des courbes de tarage ont pour expression :

$$\text{période 1984-1985} \quad Q = 6.93 H^{2.26} \quad H < 0.84 \text{ cm (fig 31)}$$

A partir de cette hauteur, on a extrapolé la courbe qui tendait plutôt vers une droite parce que la forme de la section ou nous avons fait les mesures change quand $H > 1.10 \text{ m}$.

$$\text{période 1986} \quad Q = 5.38 H^{2.36} \quad H < 0.66 \text{ m}$$

A partir de cette hauteur on a extrapolé la courbe qui tend plutôt aussi vers une droite. On a calculé les débits par la fonction $Q = 5.38 H^{2.36}$ et par la courbe pour $H > 0.66 \text{ m}$. Les débits présentent alors une différence de 10 %. On a gardé les valeurs données par $Q = f(H)$.

3.1.4. Les débits

3.1.4.1 - Débits de la source Mara

3.1.4.1.1 Les débits moyens journaliers

A partir des courbes de tarage nous avons pu calculé les débits moyens journaliers.

du 1.01.1986 au 31.12.1986

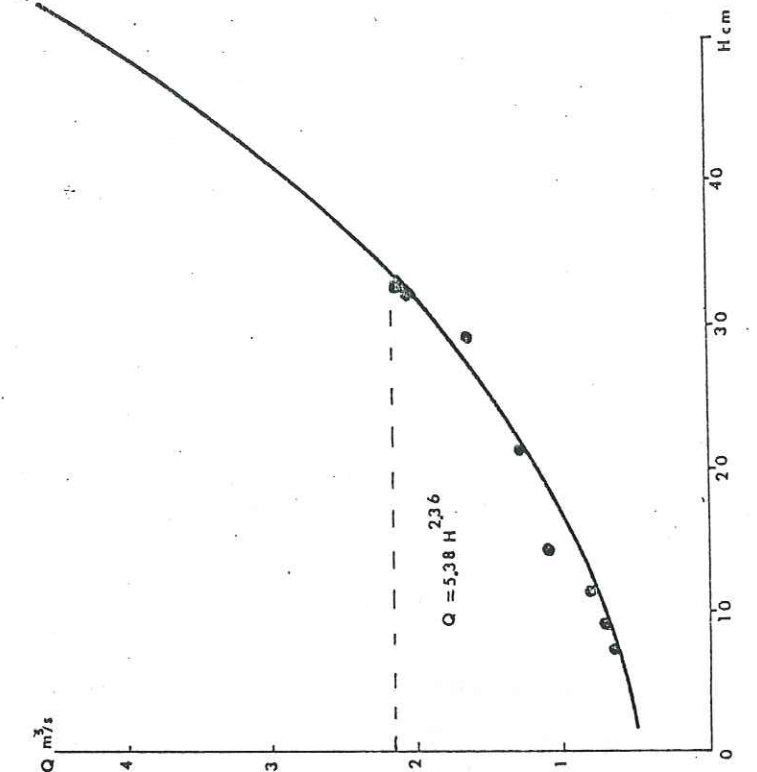
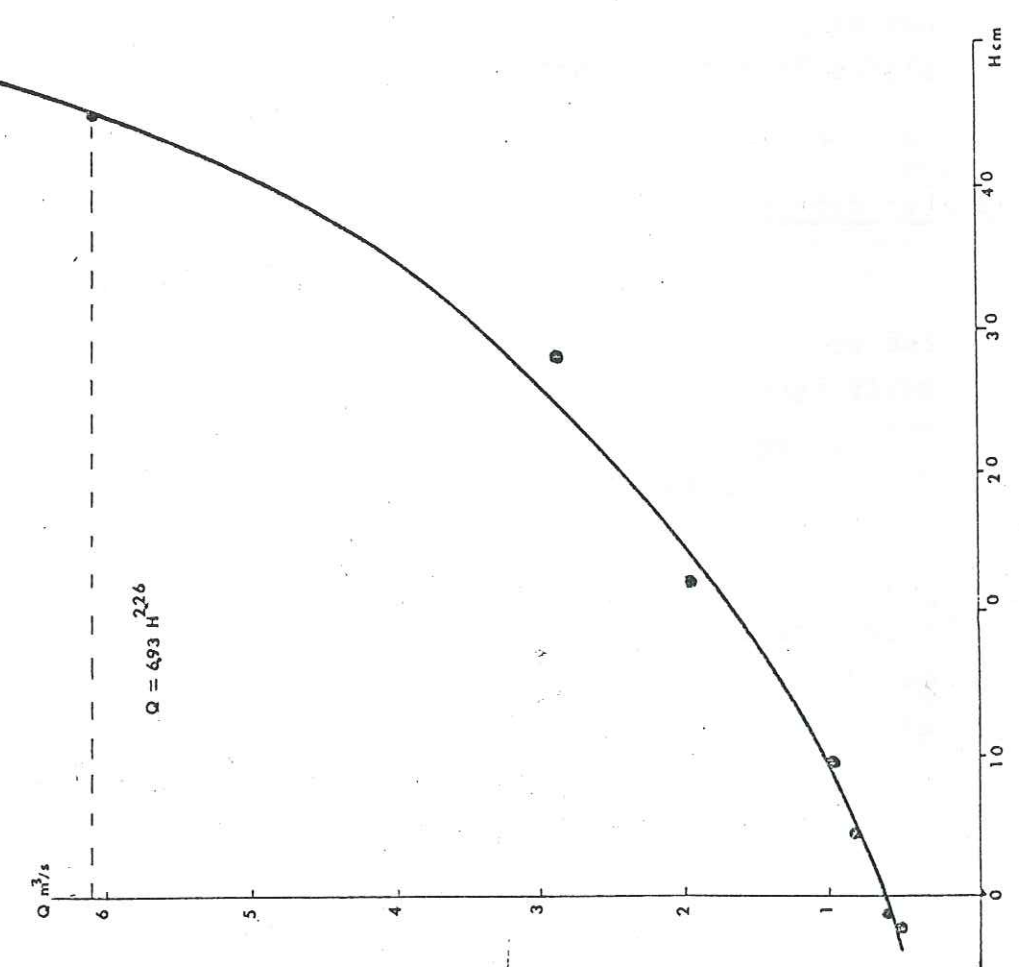


Fig. 31 : Courbes de tarage

du 1.01.1984 au 31.12.1985



On a considéré que les hauteurs des eaux (H) observées chaque jour à la même heure correspondent à peu près aux débits moyens journaliers. En plus on a observé que les variations de hauteur (au cours de la journée) d'un jour à l'autre ne dépassent pas 1 cm et rarement elles évoluent entre 2 cm et 10 cm.

Alors, on considère que le pourcentage d'erreur est négligeable quand on considère que les mesures des hauteurs correspondent aux valeurs des débits moyens journaliers.

Ces débits sont présentés sur les figures 32 et 33.

La première crue marque le début de la première période de neige et de pluie. Ensuite on a une période de décrue et d'étiage en hiver qui se termine avec la crue qui signale la période principale des neiges et des pluies.

Dès que les pluies s'arrêtent, la décroissance des débits est forte mais elle s'atténue avec la fonte des neiges puis, les pluies de mai-juin. Après les dernières pluies la décroissance se fait progressivement.

31.4.1.2 Les débits journaliers classés

Le classement des débits journaliers par tranche de $0.2 \text{ m}^3/\text{s}$ et leurs pourcentages fait ressortir les caractéristiques suivantes :

Année déficitaire sèche (1984-1985) (tabl. 3.I) (fig. 3.4)

- 51,0 % des débits ne dépassent pas le $1,8 \text{ m}^3/\text{s}$
- 75,1 % des débits sont inférieurs à $3,8 \text{ m}^3/\text{s}$

Il y a pas de tranche des débits qui ait un pourcentage extrêmement élevé par rapport aux autres. Seules la tranche des débits $1.2 - 1.4 \text{ m}^3/\text{s}$ a un pourcentage de 15.1% et celle des débits $0.6 - 0.8 \text{ m}^3/\text{s}$ à 9.32 %.

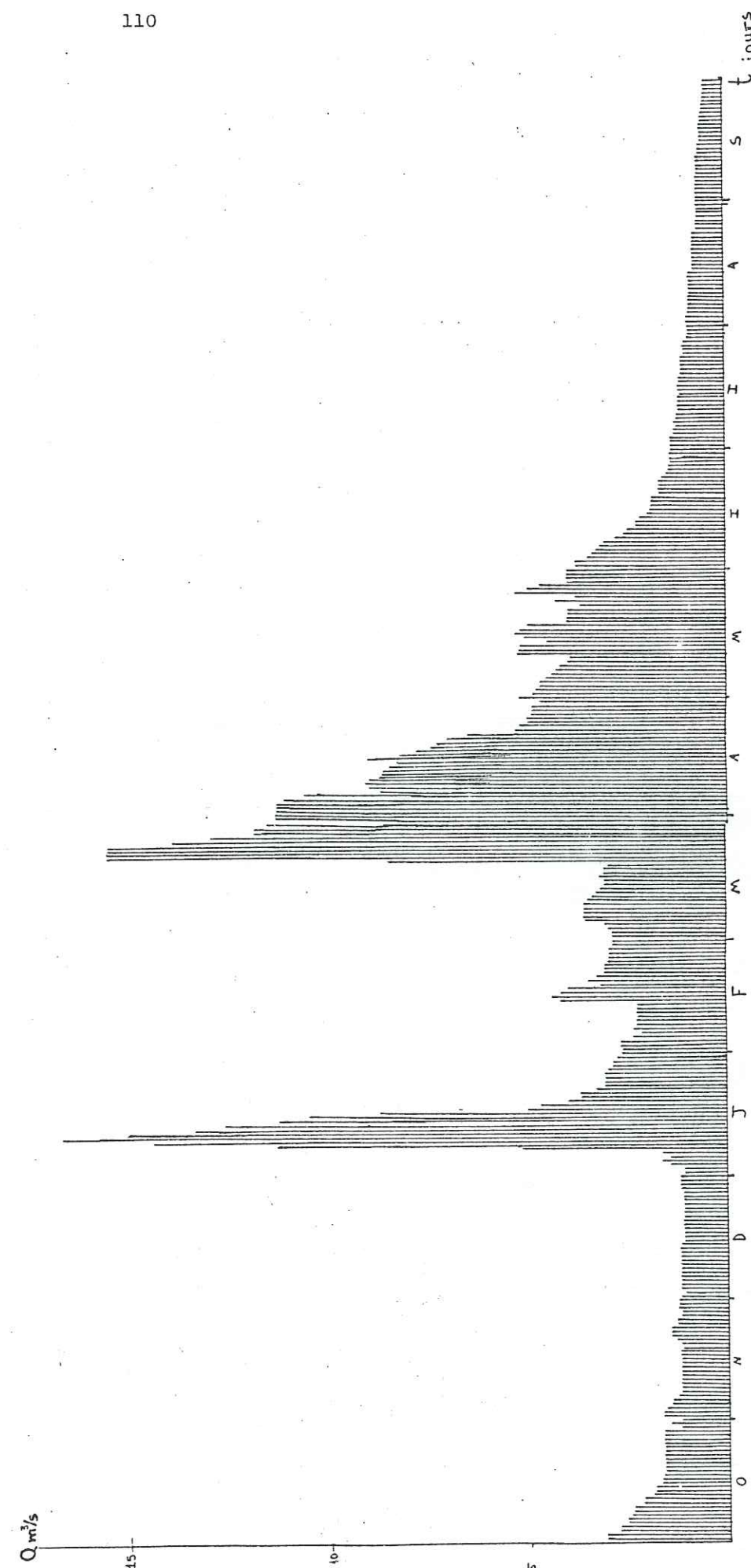
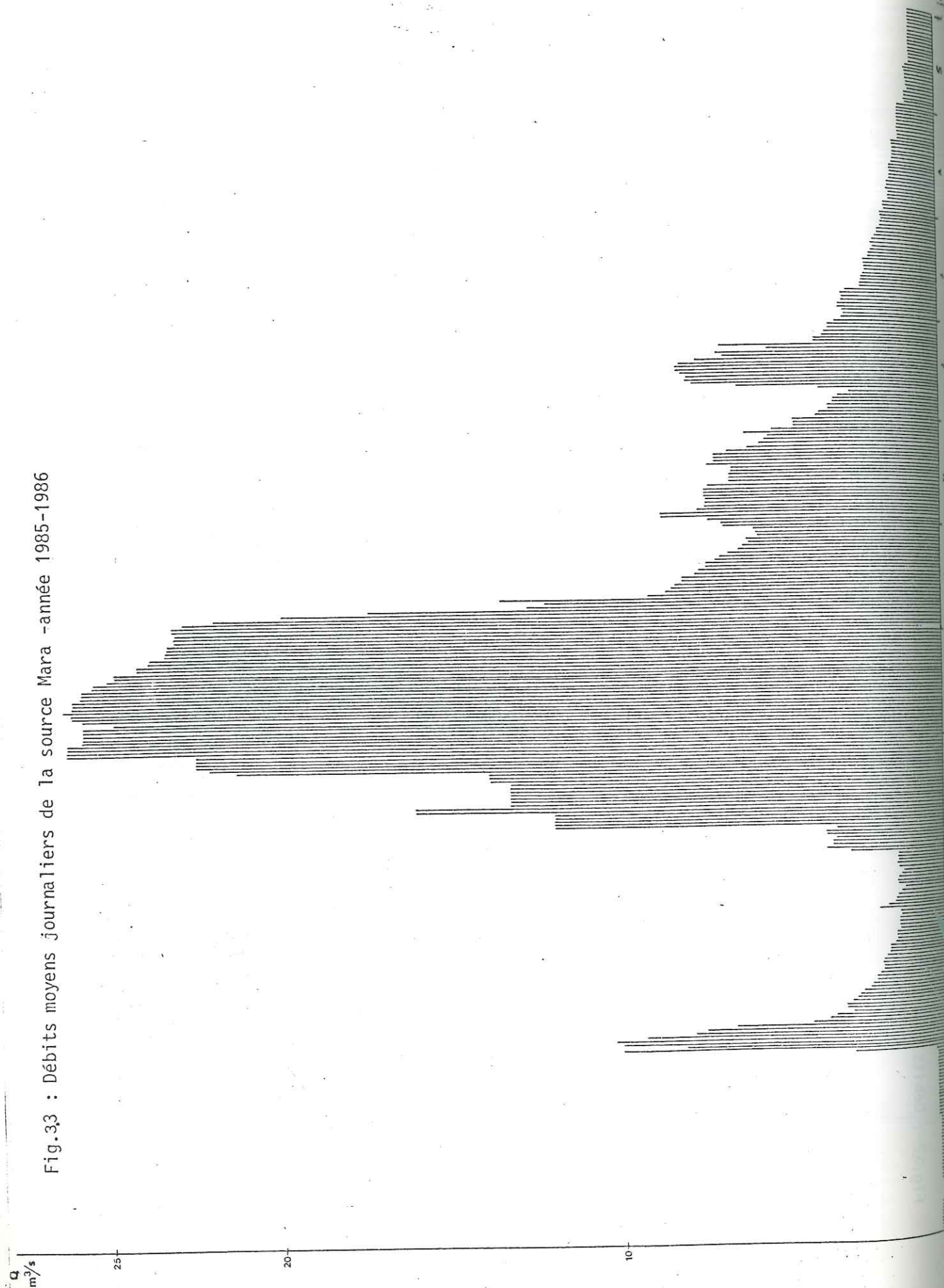


Fig.3.2 : Débits moyens journaliers de la source Mara -année 1984-1985

Fig.3.3 : Débits moyens journaliers de la source Mara -année 1985-1986

Tableau 3.I : Débits journaliers classés de la source Mara
année 1984-1985

Classes en m³/s	Nombre de jours	%
0.4 - 0.6	11	3.01
0.6 - 0.8	34	9.32
0.8 - 1.0	20	5.48
1.0 - 1.2	29	7.95
1.2 - 1.4	55	15.10
1.4 - 1.6	17	4.66
1.6 - 1.8	20	5.48
1.8 - 2.0	9	2.47
2.0 - 2.2	5	1.36
2.2 - 2.4	8	2.19
2.4 - 2.6	6	1.64
2.6 - 2.8	7	1.92
2.8 - 3.0	10	2.74
3.0 - 3.2	22	6.03
3.2 - 3.4	8	2.19
3.4 - 3.6	6	1.64
3.6 - 3.8	7	1.92
3.8 - 4.0	11	3.01
4.0 - 4.2	5	1.36
4.2 - 4.4	2	0.55
4.4 - 4.6	5	1.36
4.6 - 4.8	5	1.36
4.8 - 5.0	6	1.64
5.0 - 5.2	12	3.01
5.2 - 5.4	4	1.10
=	=	=
6.4 - 6.6	1	0.27
=	=	=
7.0 - 7.2	1	0.27
7.2 - 7.4	-	-
7.4 - 7.6	1	0.27
7.6 - 7.8	1	0.27
7.8 - 8.0	1	0.27
8.0 - 8.2	-	-
8.2 - 8.4	2	0.55
8.4 - 8.6	1	0.27
8.6 - 8.8	3	0.82
8.8 - 9.0	-	-
9.0 - 9.2	5	1.36
=	=	=
10.0 - 10.2	2	0.55
10.2 - 10.4	-	-
10.4 - 10.6	-	-
10.6 - 10.8	1	0.27
=	=	=
11.2 - 11.4	9	2.47
=	=	=
11.6 - 11.8	2	0.55
11.8 - 12.0	2	0.27
12.8 - 13.0	1	0.27
13.8 - 14.0	1	0.27
14.0 - 14.2	1	0.27
14.2 - 14.4	1	0.27
14.4 - 14.6	1	0.27
=	=	=
15.4 - 15.6	4	1.10
16.0 - 16.2	1	0.27
16.4 - 16.4	1	0.27
		365
		100 %

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

Les débits caractéristiques sont à partir de la figure 3.4.

DCM	13 m ³ /s dépassé 10 jours par an
DC6	1.8 m ³ /s (débit de fréquence 0.5)
DCE	0.6 m ³ /s
DC1	6.7 m ³ /s
DC3	3.7 m ³ /s
DC9	1.1 m ³ /s

— Année excédentaire (1985-1986) (tab1. 3.2) (fig. 3.5)

- 51,24 % des débits ne dépassent pas 3 m³/s
- 75,19 % des débits sont inférieurs à 7.2 m³/s

On observe que les tranches des débits qui ont un pourcentage un peu plus élevé (7,4 %) sont celles de (0.4 - 0.6 m³/s) et (0.6 - 0.8 m³/s).

Les débits caractéristiques sont à partir de la figure 3.5

DCM	25.5 m ³ /s
DC6	2.9 m ³ /s
DCE	0.6 m ³ /s
DC1	23.1 m ³ /s
DC3	7.4 m ³ /s
DC9	1.5 m ³ /s

Les débits de l'exsurgence de Mara montrent que la superficie du bassin drainé est grande.

31.4.1.3 Les débits moyens mensuels

Les débits moyens mensuels pour les années 1984-1985 et 1985-1986 sont calculés en prenant pour chaque mois la moyenne arithmétique des débits moyens journaliers. Ils sont représentés dans le tableau n° 2 ainsi que les débits minimum et maximum.

On a calculé aussi pour chaque mois

S = l'écart type des débits

Cv = le coefficient de variation $\frac{S}{Q}$

Tableau 3.2: Débits journaliers classés de la source Mara -année 1985-1986

Classes en m ³ /s	Nombre de jours	%	Classes en m ³ /s	Nombre de jours	%
0.4 - 0.6	27	7.40	14.6 - 14.8	4	1.1
0.6 - 0.8	28	7.67	16.0 - 16.2	2	0.55
0.8 - 1.0	12	3.29	17.2 - 17.4	1	0.27
1.0 - 1.2	18	4.93	19.8 - 10.0	1	0.27
1.2 - 1.4	12	3.29	21.2 - 21.4	1	0.27
1.4 - 1.6	7	1.92	21.8 - 22.0	1	0.27
1.6 - 1.8	15	4.10	22.0 - 22.2	1	0.27
1.8 - 2.0	24	6.58	22.2 - 22.4	-	-
2.0 - 2.2	6	1.64	22.4 - 22.6	3	0.82
2.2 - 2.4	5	1.37	22.6 - 22.8	1	0.27
2.4 - 2.6	10	2.74	22.8 - 23.0	-	-
2.6 - 2.8	8	2.19	23.0 - 23.2	3	0.82
51,24% 2.8 - 3.0	2	0.55	23.2 - 23.4	3	0.82
3.0 - 3.2	13	3.56	23.4 - 23.6	-	-
3.2 - 3.4	7	1.92	23.6 - 23.8	2	0.55
3.4 - 3.6	10	2.74	23.8 - 24.0	-	-
3.6 - 3.8	5	1.37	24.0 - 24.2	2	0.55
3.8 - 4.0	10	2.74	24.2 - 24.4	-	-
4.0 - 4.2	3	0.82	24.2 - 24.6	-	-
4.2 - 4.4	-	-	24.6 - 24.8	3	0.82
4.4 - 4.6	2	0.55	24.8 - 25.0	-	-
4.6 - 4.8	4	1.1	25.0 - 25.2	2	0.55
4.8 - 5.0	2	0.55	25.2 - 25.4	2	0.55
5.0 - 5.2	3	0.82	25.4 - 25.6	1	0.27
5.2 - 5.4	2	0.55	25.6 - 25.8	8	2.19
5.4 - 5.6	1	0.27	25.8 - 26.0	-	-
5.6 - 5.8	4	1.1	26.0 - 26.2	9	2.47
5.8 - 6.0	-	-	26.2 - 26.4	1	0.27
6.0 - 6.2	4	1.1			
6.2 - 6.4	2	0.57		365	100 %
6.4 - 6.6	11	3.01			
6.6 - 6.8	2	0.55			
6.8 - 7.0	1	0.55			
75,19% 7.0 - 7.2	7	1.92			
7.2 - 7.4	5	1.37			
7.4 - 7.6	3	0.82			
7.6 - 7.8	4	1.1			
7.8 - 8.0	4	1.1			
8.0 - 8.2	3	0.82			
8.2 - 8.4	1	0.27			
8.4 - 8.6	4	1.1			
8.6 - 8.8	-	-			
8.8 - 9.0	1	0.27			
9.0 - 9.2	-	-			
9.2 - 9.4	-	-			
9.4 - 9.6	1	0.27			
9.6 - 9.8	-	-			
9.8 - 10.0	1	0.27			
11.8 - 12.0	6	1.64			
12.0 - 12.2	2	0.55			
12.2 - 12.4	1	0.27			
12.4 - 12.6	2	0.55			
12.6 - 12.8	1	0.27			
12.8 - 13.0	-	-			

Fig.34 : Caractéristiques du régime de la source Mara
courbe des débits classés-Année 1984-1985

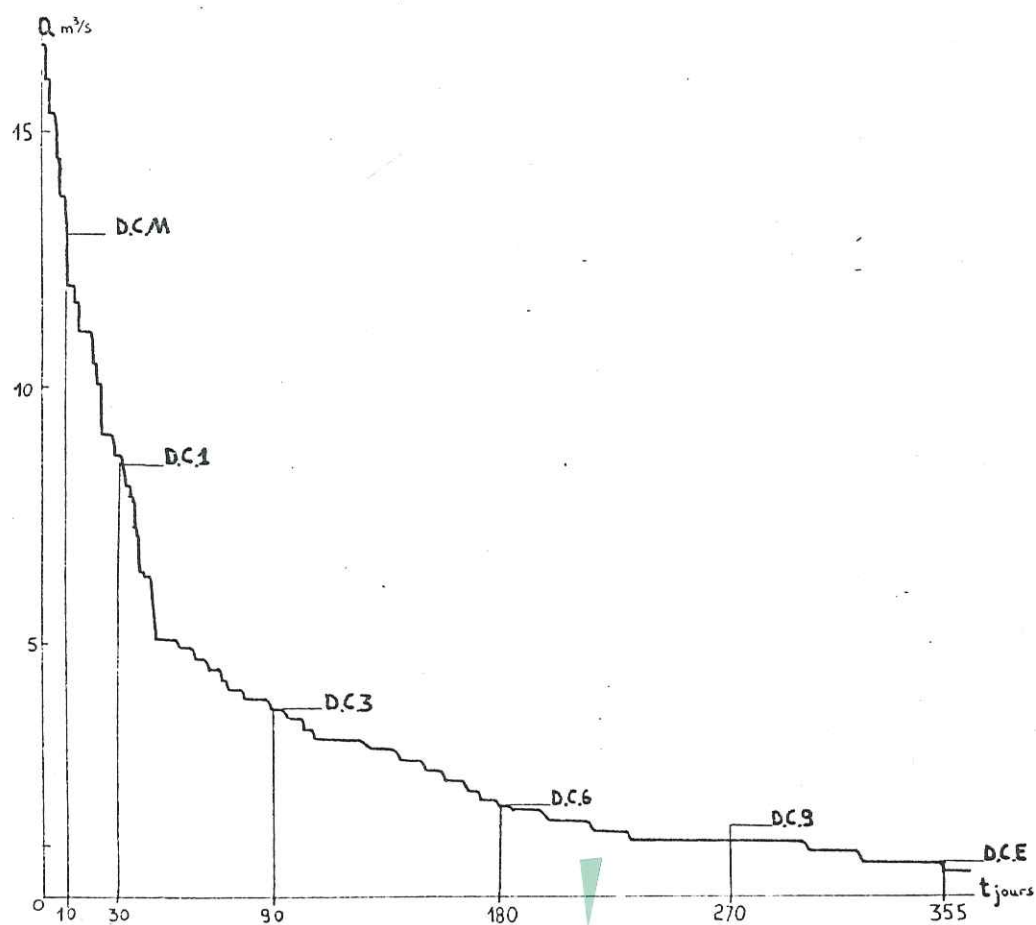


Fig.35 : Caractéristiques du régime de la source Mara
Courbes des débits classés -Année 1985-1986

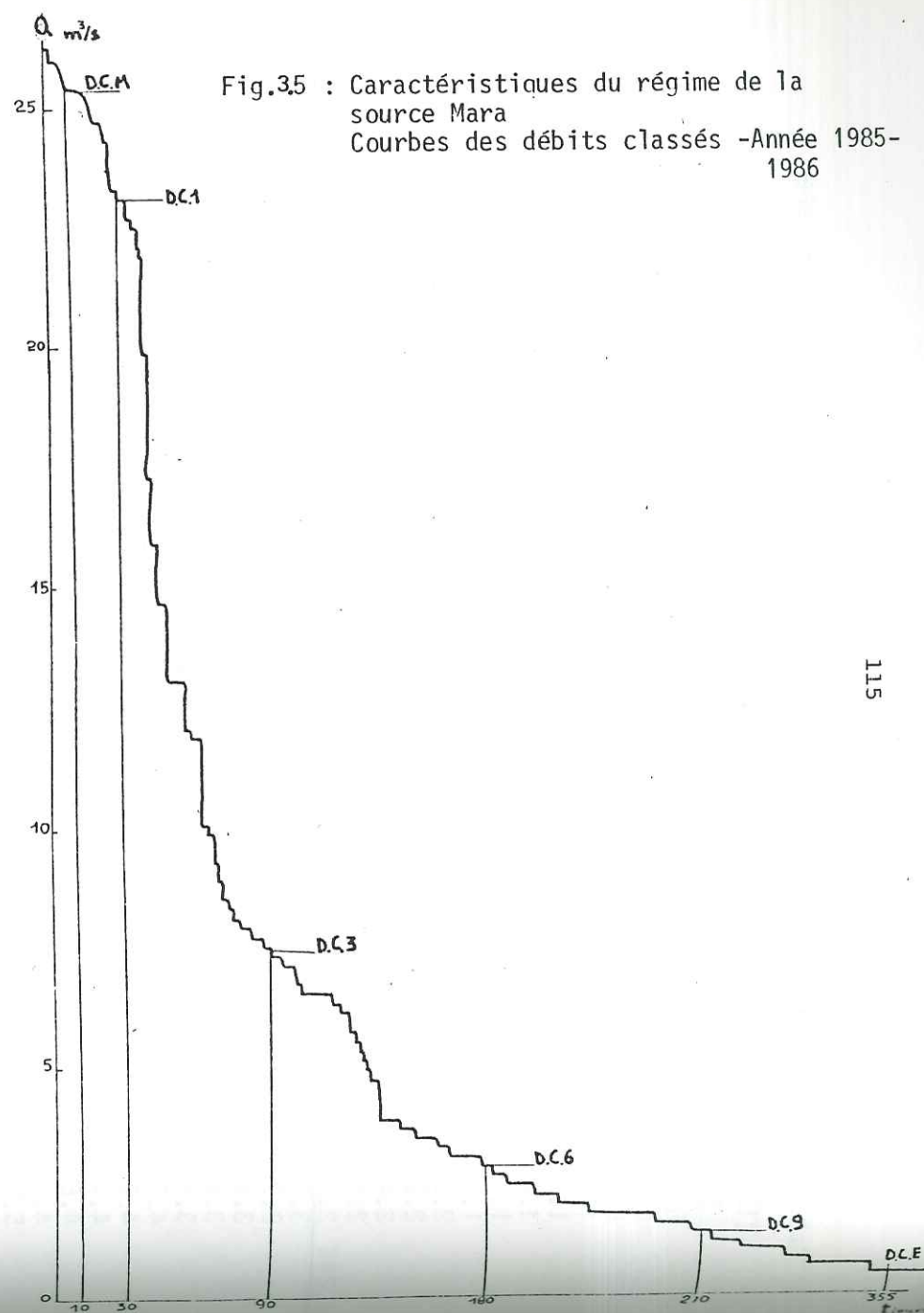


Tableau 3.3. : Débits moyens mensuels de la source Mara -années 1984-1985 et 1985-1986

	$Q_{m^3/s}$	$S_{m^3/s}$	C.V	Xi	V m3	h mm	min.	max.
Octobre 1984	2.27	1.85	0.815	0.728	5883840	27.01	1.2	3.1
Novembre	1.24	0.669	0.540	0.397	3214080	14.8	1.2	1.58
Décembre	1.20	0.152	0.127	0.385	3110400	14.3	1.14	1.2
Janvier 1985	5.64	4.855	0.861	1.81	15106175	118.0	1.14	16.7
Février	2.94	0.635	0.556	0.942	7620480	35.0	2.27	4.43
Mars	7.47	5.042	0.675	2.394	20007648	139.8	2.90	15.5
Avril	7.66	2.531	0.330	2.455	19854720	200.7	4.67	11.3
Mai	4.11	1.30	0.316	1.317	11008224	98.2	3.73	5.33
Juin	2.27	0.757	0.815	0.815	5883840	66.0	1.45	3.84
Juillet	1.13	0.218	0.193	0.362	3026592	36.0	0.98	1.45
Août	0.825	0.080	0.097	0.264	2209680	26.31	0.73	0.98
Septembre	0.629	0.053	0.084	0.202	569520	8.95	0.57	0.69
moyen	3.12				$97,5 \cdot 10^6$	785.1		
Octobre	0.56	0.04	0.071	0.088	1499904	17.9	0.49	0.61
Novembre	2.69	4.4	1.636	0.424	6972480	24.44	0.57	12.54
Décembre	4.06	1.93	0.475	0.639	108874304	98.5	2.53	9.88
Janvier 1986	2.14	0.789	0.369	0.337	5572560	66.3	1.81	3.87
Février	15.32	6.923	0.452	2.413	3706144	441.2	3.57	26.02
Mars	23.65	5.784	0.245	3.724	63344160	249.7	23.00	26.33
Avril	11.07	6.242	0.564	1.743	27896400	156.0	5.77	23.0
Mai	6.48	1.033	0.159	1.050	17356032	173.3	4.65	8.57
Juin	5.24	1.993	0.380	0.825	13204800	145.5	3.01	8.11
Juillet	2.43	0.668	0.275	0.383	6327720	75.31	1.95	3.27
Août	1.49	0.409	0.275	0.235	3879960	41.2	1.37	1.88
Septembre	1.02	0.196	0.192	0.161	2570400	30.6	0.91	1.37
moyen	6.32				$190,7 \cdot 10^6$	1520mm		

débit spécifique : 1984-1985 : 37.14 l/s km²
1985-1986 : 75.24 l/s km²

X_i = le coefficient mensuel des débits qui est égal au rapport du débit moyen du mois considéré au débit moyen annuel $X_i = \frac{Q_i}{\bar{Q}}$

V = volume d'eau écoulé

H = hauteur de la lame d'eau écoulée à partir du module spécifique en $\text{m}^3/\text{s} \times \text{km}^2$

3.1.4.4 L'examen du tableau 3.2

L'examen du tableau 3.2 montre que le débit mensuel minimum est observé en septembre pour la période 1984-1985 ($0.63 \text{ m}^3/\text{s}$) et en octobre pour la période 1985-1986 ($0.56 \text{ m}^3/\text{s}$). Le débit maximum $7.66 \text{ m}^3/\text{s}$ est observé en avril pour la période 1984-1985 et le débit maximum $23.65 \text{ m}^3/\text{s}$ est observé en mars pour la période 1985-1986

Les rapports entre les valeurs extrêmes sont :

$$\frac{7.66}{0.63} = 12.16 \quad \text{année 1984-1985}$$

$$\text{et } \frac{23.65}{0.56} = 42.0 \quad \text{année 1985-1986}$$

Ces rapports très élevés particulièrement pour l'année 1985-1986 montrent une grande variation de débit à l'échelle mensuelle.

Le coefficient de variations ne suit pas une loi précise.

Les trois mois du printemps mars, avril et mai sont excédentaires pour les deux années, janvier pour l'année 1984-1985 et le février pour la 1985-1986. On peut dire que le débit d'avril est dû aux fontes des neiges à la fin de mars. Les autres mois sont déficitaires (fig.3.6).

Sur la figure 3.6, nous présentons l'évolution des débits mensuels.

Fig.3.6 : Evolution moyenne des débits mensuels de la source Mara - année 1985-1986

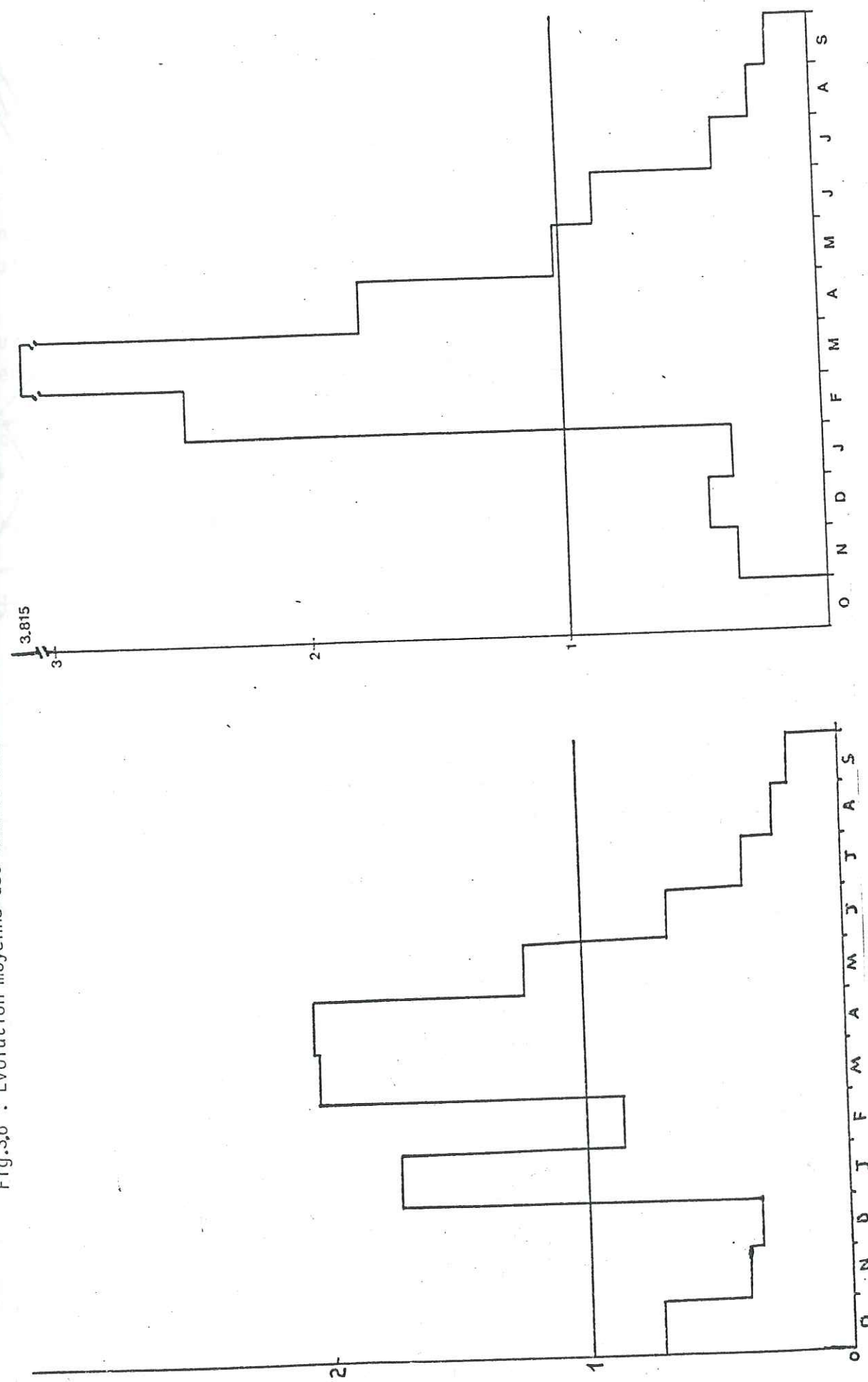
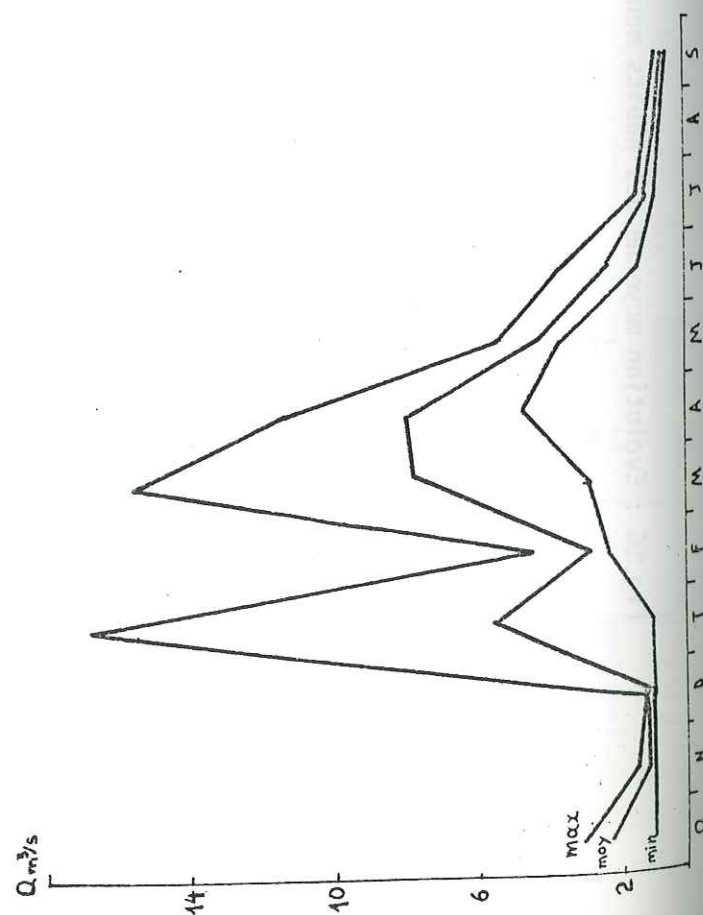
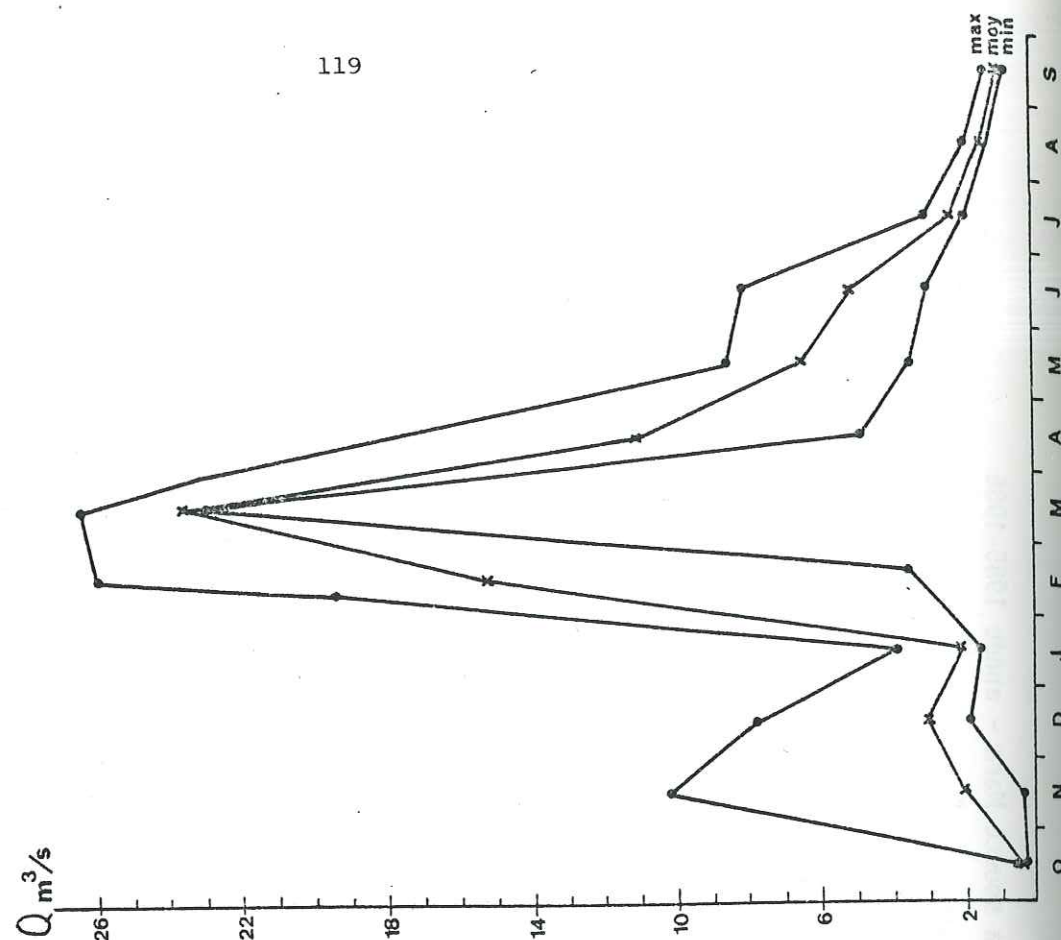


Fig. 3.7: Evolution des débits moyens mensuels, maximum et minimum de la source Mara -années 1984-1985, 1985-1986



31.4.1.5. Les crues mensuelles

Pour la période octobre 1984-septembre 1986 nous avons retenu le plus grand débit moyen journalier pour chaque mois. Ces débits sont présentés dans le tableau suivant en ordre croissant ainsi que leurs fréquences cumulées calculées par $\frac{m}{n+1}$ m = rang de la donnée, n = nombre de données

La présentation graphique des débits a été faite sur le graphique de GUMBEL en fonction des fréquences cumulées.

La loi de GUMBEL dite "des valeurs extrêmes" a comme fonction de répartition :

$$F(x) = e^{-e^{-a(x-x_0)}} = P \text{ ob } X < x$$

$$\text{avec } \frac{1}{a} = 0.785\sigma \quad x = \bar{x} - \frac{0.577}{a}$$

σ = écart type

$\bar{x}$ = moyenne

$F(x)$ est la probabilité de non dépassement

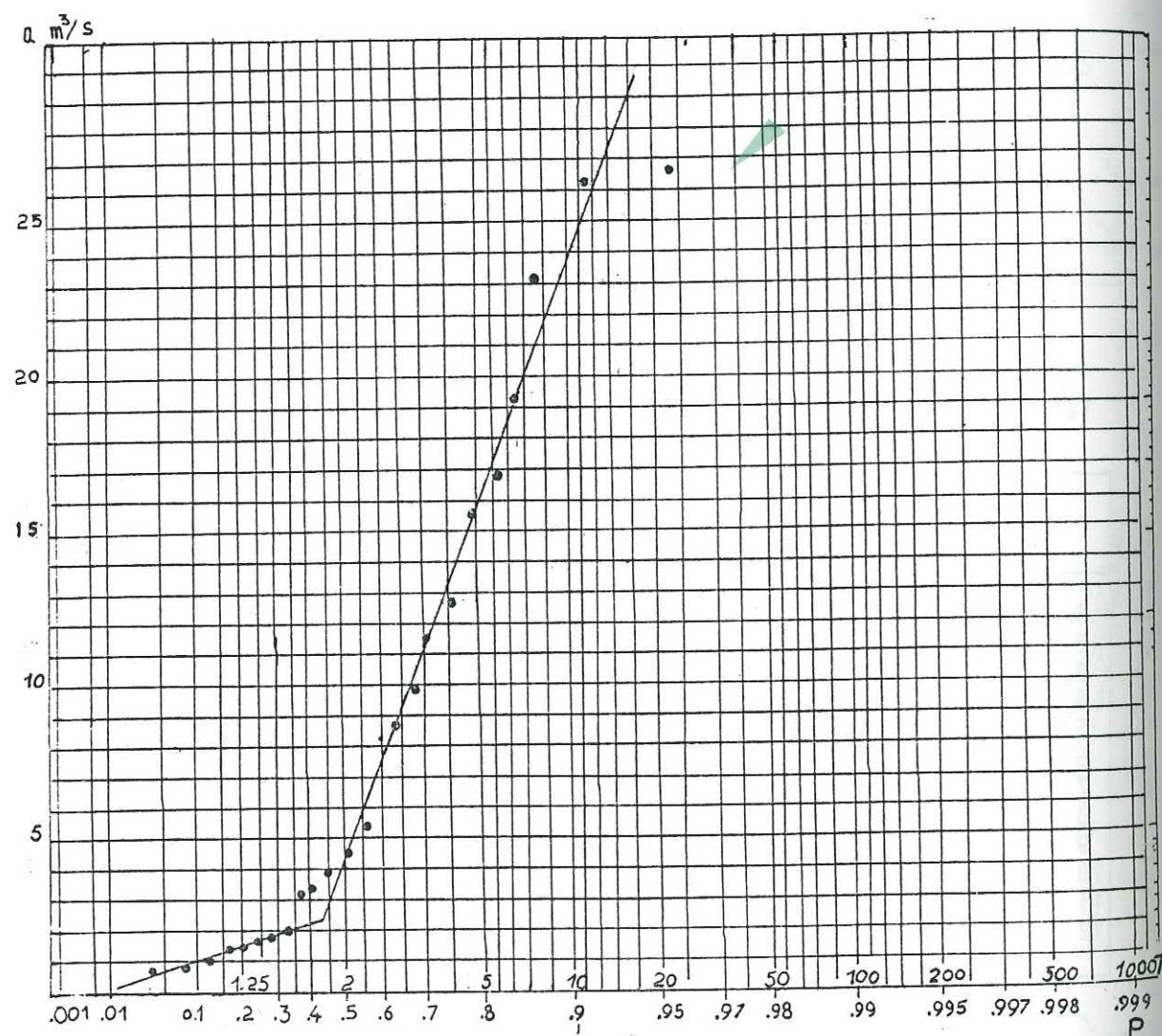
Tableau : le plus grand débit moyen journalier

Débit m³/s	Fréquence cumulée $\frac{m}{n+1}$	Débit m³/s	Fréquence cumulée $\frac{m}{n+1}$
1 0.61	0.04	13 4.43	0.52
2 0.69	0.08	14 5.33	0.56
3 0.98	0.12	15 8.11	0.60
4 1.20	0.16	16 8.57	0.64
5 1.37	0.2	17 9.88	0.68
6 1.45	0.24	18 11.30	0.72
7 1.58	0.28	19 12.54	0.76
8 1.88	0.32	20 15.5	0.80
9 3.1	0.36	21 16.7	0.84
10 3.27	0.40	22 23.00	0.88
11 3.84	0.44	23 26.02	0.92
12 3.87	0.48	24 26.33	0.96

Sur le graphique de la figure 38, on a porté les 24 points qui correspondent chacun aux crues mensuelles

On remarque que l'ajustement est acceptable que pour les débits supérieurs à 3.1 m³/s et inférieurs à 26 m³/s.

Fig. 3,8: Loi de GUMBEL -Crues mensuelles de la source Mara



Entre ces deux valeurs l'alignement des points est acceptable. On observe que tous les débits des mois d'étiage sont alignés sur une autre droite. Les débits d'étiage sont séparés parce que les mois d'étiage ne comportent pas de crues.

La crue annuelle a une probabilité de 1/7 d'où une probabilité de non dépassement de 0.86 et à partir de la figure 3,8 on obtient le débit de 18 m³/s. Le débit qui ne peut être dépassé que deux fois par an (0.71) est égal à 11 m³/s.

314.1.6. Les débits moyens annuels de Mara

Période 1950 - 1960	5.3 m³/s
Année hydrologique 1984-1985	3.12 m³/s
1985-1986	6.35 m³/s

Ce sont des périodes pour lesquelles on a des mesures soit une fois par mois (1950-1960) soit chaque jour (1984-1986, période d'étude).

Nous observons que l'année 1984-1985 est déficitaire et l'année 1985-1986 est excédentaire.

314.2 Débits des gouffres à Ochiro

Le massif du N.W Falacron est alimenté par les pluies et par les eaux du torrent de Nevrokopi et de Vrondou drainées par les gouffres au pied nord du Falacron.

L'écoulement du torrent se fait surtout en hiver et au printemps mais il est aussi entrecoupé par des périodes sèches.

La capacité du drainage des douffres est limitée. Quand le débit du torrent dépasse un certain niveau les eaux ne peuvent pas s'évacuer tout de suite et elles forment un lac temporaire devant les gouffres.

Depuis des années le service des irrigations a fait installer une échelle sur le torrent 650 mètres avant les gouffres. L'inconvénient de cette installation est que le 0 de l'échelle ne concorde pas avec le fond du lit du torrent. Alors il y a un certain débit qui arrive vers les gouffres et dont on ne tient pas compte (en réalité il n'est pas très important en quantités).

Grâce à des études antérieures, on a établi la courbe de la figure 39, volume d'eau du lac - hauteur à l'échelle. A partir de cette courbe on peut calculer les débits des gouffres.

Nous écrivons que : $I = \frac{\Delta S}{t} + D$

I = débit qui arrive m^3/s

D = débit de gouffres m^3/s

ΔS = changement du volume d'eau du lac

t = temps de changement

Si nous avons un temps très court $I = 0$ alors $D = -\frac{\Delta S}{t}$ et à partir de cette relation on peut calculer les débits du drainage pour les gouffres.

On a obtenu pour les années d'étude les résultats suivants :

— Année 1984-1985

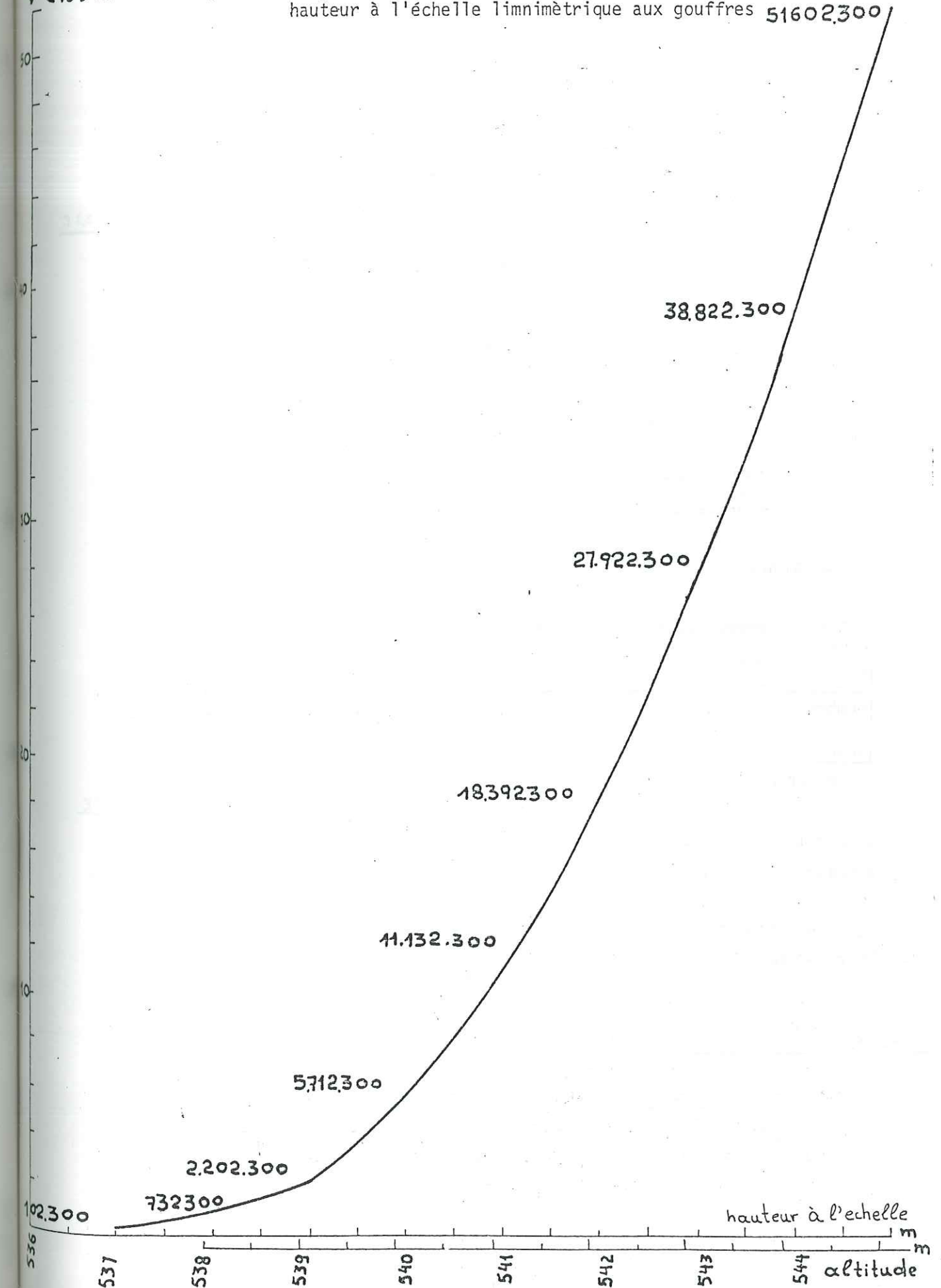
débit moyen m^3/s	Janvier 5.47	Mars 7.36	Avril 5.78	Mai 1.60	Juin 1.0	moyenne 4.24 m^3/s
nombre de jours	11	13	6	20	7	57 jours

Le volume d'eau écoulé est $20,9 \cdot 10^6 m^3/s$ pour la période de fonctionnement des gouffres.

Nous avons signalé que les valeurs des débits montrent une concentration autour de 4-5 m^3/s et un peu moins autour de 18-20 m^3/s . C'est une indication que dès que les volumes d'eau du lac augmentent, il y a de plus en plus de gouffres de fonctionnement. Ceci est normal parce que l'on a une ligne de gouffres au pied de Falacron.

$V (10^6) m^3$

Fig. 39 : Diagramme du volume d'eau du lac hauteur à l'échelle limnimétrique aux gouffres 51602300



La valeur du débit minimum est plutôt estimée à 1.0 m³/s.

Le niveau à l'échelle limnimétrique est arrivé à 2.35 m, c'est à dire à une altitude de 540.86 M.

La période de fonctionnement du torrent, pour chaque mois, correspond aux jours des forts débits, du même mois, observés à la source Mara sauf pour le mois d'avril. L'écoulement du torrent cesse mais le débit de la source reste pour quelques jours assez fort en raison de l'influence de la fonte des neiges.

Le débit de la source pendant le fonctionnement du torrent reste toujours au-dessus de 8 m³/s sauf le cas après une longue période d'étiage (janvier 1986) ou au début d'étiage (mai 1985), mais très vite, après quelques jours, le débit atteint le niveau >8 m³/s.

— Année 1985-1986

Débit moyen m ³ /s	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin
	7.30	15.05	9.8	15.60	15.95	17.00	4.05	1.0
nombre de jours	6	2	6	28	31	9	8	19

moyenne : 10.6 m³/s 109 jours

Le volume d'eau écoulé est de 99.8.10⁶ m³/s par les gouffres. On observe aussi des concentrations de valeurs autour de 4-5 m³/s, 12-15 m³/s, 18-20 m³/s et de plus de 25 m³/s.

Le niveau à l'échelle limnimétrique est arrivé à 7.38 m (545.24 m d'altitude). Le débit est alors estimé à 1.0 m³/s.

314.3 Débits des sources Ochiro, Nouera, Panorama

Ces trois sources sortent du N.W du massif du Falacron et on a évalué le débit de Ochiro et de Panorama autour de 0.01 m³/s et celui de Nouera à 0.02 m³/s.

Leurs écoulement présentent une diminution pendant l'été et une augmentation à partir de novembre.

314.4 Débit des forages

Les débits des forages sont les débits d'exploitation qui ont été proposés par le Bureau de l'Agriculture.

Forages dans les marbres	8366°	50 m ³ /heure
	10325°	85 m ³ /heure
	IGME	150 m ³ /heure

Forages dans les formations sédimentaires récentes		
	8989°	180 m ³ /heure
	1055°	120 m ³ /heure
	8625°	20 m ³ /heure

On voit donc que les débits sont élevés mêmes pour les forages implantés dans les formations récentes ce qui démontre qu'il y a une bonne alimentation de ces formations par des marbres.

314.5 Débits des sources de Drama et de Milopotamos

Nous avons choisi la période 1950-1960 de mesure des débits aux deux sources parce que nous avons des valeurs pour chaque mois de l'année.

Le tableau 34 montre les débits moyens mensuels, moyens annuels, les débits maximum, les débits minimum et le rapport $\frac{Q_{max}}{Q_{min}}$ des sources de Drama et de Milopotamos ainsi que celle de Mara pour permettre leur comparaison (période 1950-1960).

Nous avons également graphiquement l'évolution de ces caractères sur les figures 3,10, 3,11, 3,12, 3,13.

L'évolution des débits moyens mensuels définit clairement que les sources Mara et Drama sont des sources

Tableau 3.4

Débits moyens mensuels (1950-1960)

Sources	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Mara	6.7	8.3	10.4	7.2	6.5	5.3	3.6	2.3	1.5	1.3	3.6	7.2
Milopotamos	1.72	2.24	2.2	2.37	2.31	1.92	1.80	1.49	1.25	1.02	0.99	1.18
Drama	5.87	7.63	8.04	8.05	7.28	6.52	5.99	4.69	3.98	4.07	4.11	5.27

Débits moyens annuels (1950 -1960)

Source	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	moyenne
Mara	4.91	8.90	4.32	4.34	5.21	5.63	4.52	4.81	4.45	3.51	4.94	5.10 m ³ /s
Milopotamos	1.69	2.64	1.52	2.16	1.61	2.44	1.60	1.47	1.62	0.59	1.24	1.70 m ³ /s
Drama	5.17	8.06	6.12	7.36	5.38	6.3	6.61	5.30	6.63	3.91	4.78	6.0 m ³ /s

Fluctuations des débits maximum et minimum et du rapport $\frac{Q_{max}}{Q_{min}}$

Source	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960
Mara Qmax m ³ /s	10.9	17.8	9.5	10.3	26.5	12.3	14.0	7.9	8.5	7.5	12.9
Qmin m ³ /s	1.3	1.6	1.0	1.1	1.3	1.4	1.0	2.0	1.0	0.7	1.3
rapport $\frac{Q_{max}}{Q_{min}}$	8.4	11.1	9.5	9.4	20.0	8.8	14.0	4.0	8.5	10.7	10.0
Milopotamos Q max m ³ /s	2.80	4.32	2.4	4.0	3.03	3.9	2.71	1.87	3.79	1.10	1.67
Q min m ³ /s	0.7	1.21	0.65	1.00	0.85	0.96	0.87	0.88	0.61	0.31	0.92
rapport $\frac{Q_{max}}{Q_{min}}$	4	3.5	3.7	4	3.6	4.1	3.1	2.1	6.2	3.6	1.8
Drama Q max m ³ /s	8.7	12.6	9.2	13.1	9.6	10.6	11.0	8.2	12.3	4.5	6.0
Q min m ³ /s	3.02	4.4	2.7	3.2	3.6	4.7	3.9	3.5	4.2	2.1	3.4
rapport $\frac{Q_{max}}{Q_{min}}$	2.9	2.9	3.4	4.1	2.7	2.3	2.8	2.3	2.9	2.2	1.8

Fig.3.10 : Evolution des débits moyens mensuels (1950-1960)

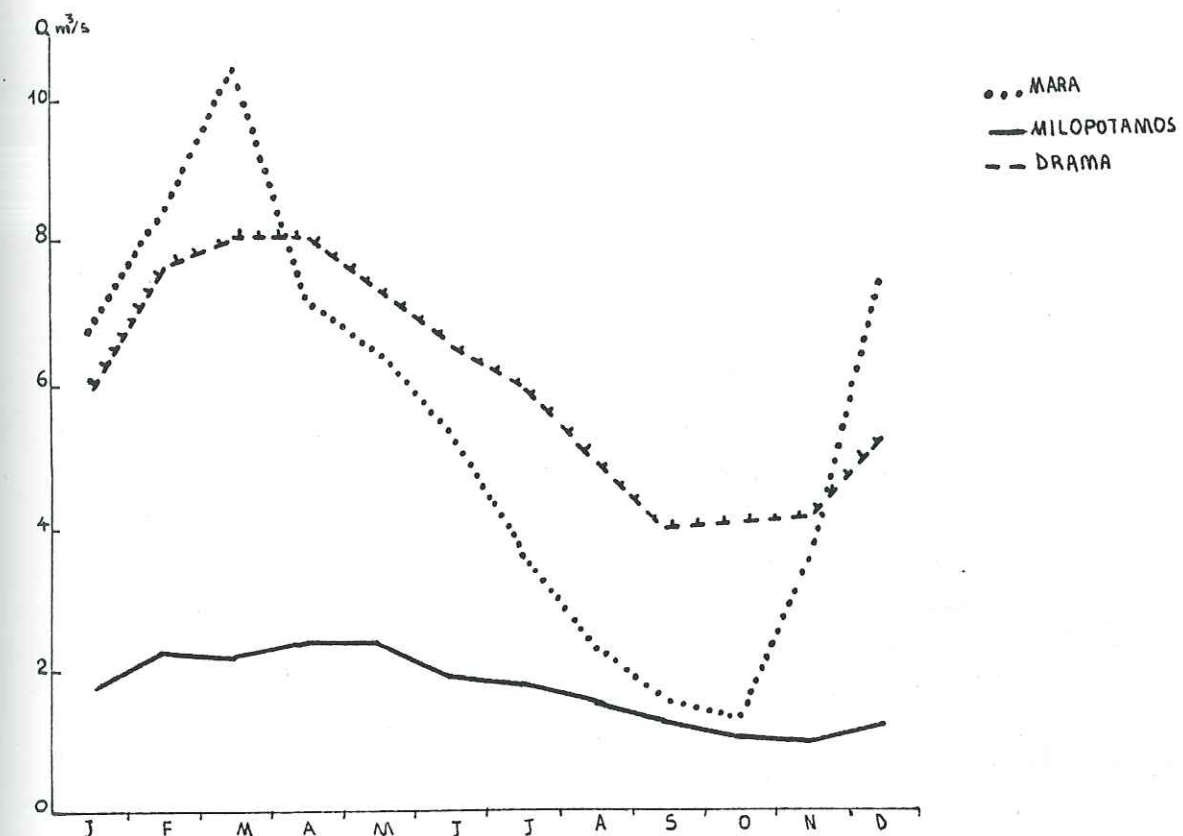


Fig.3.11 : Evolution des débits moyens annuels (1950-1960)

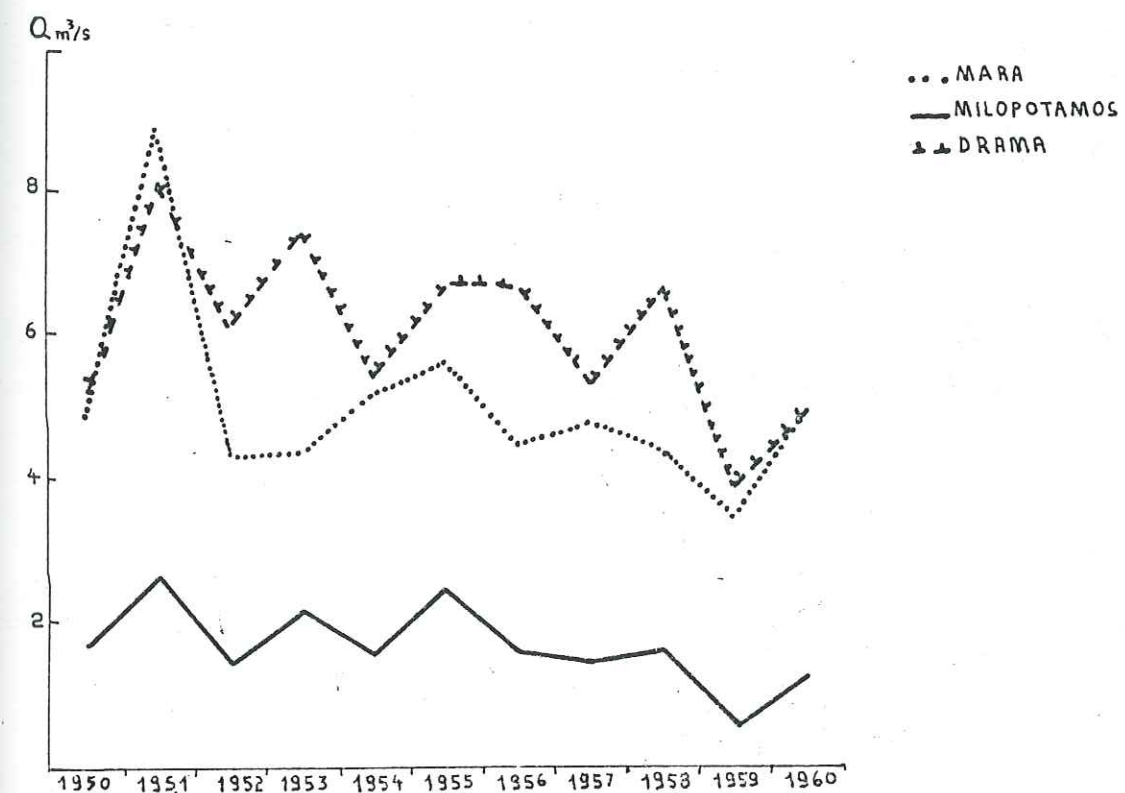
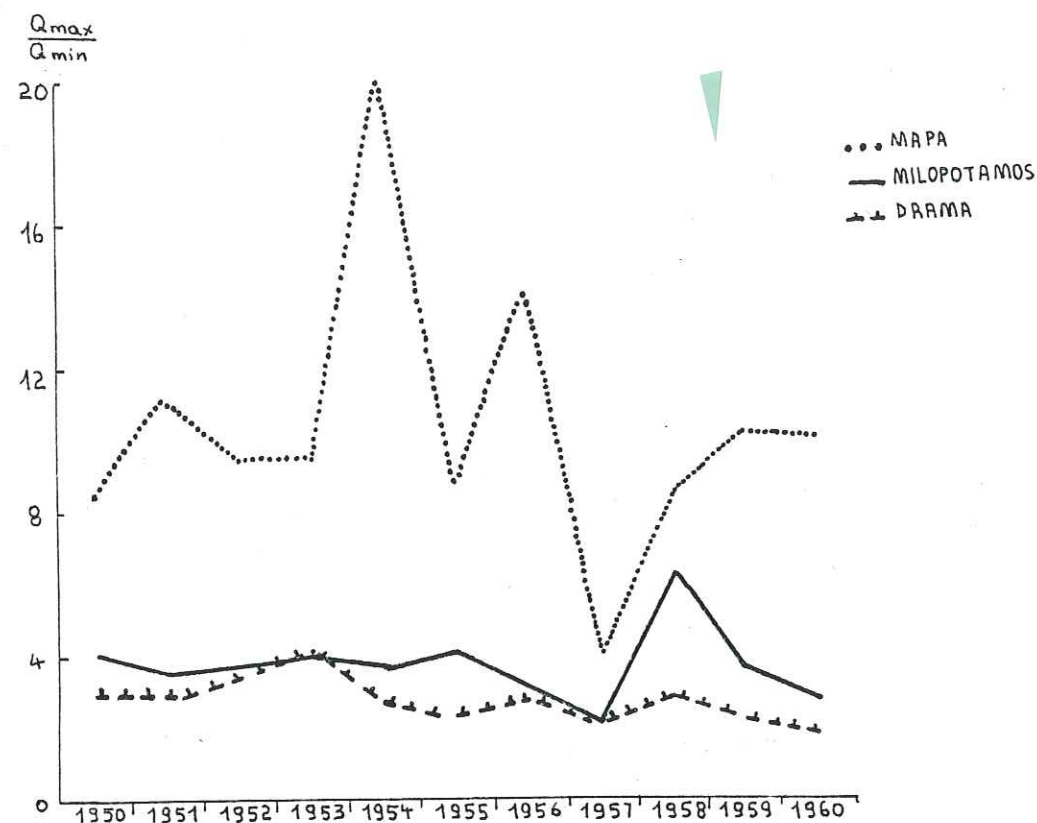
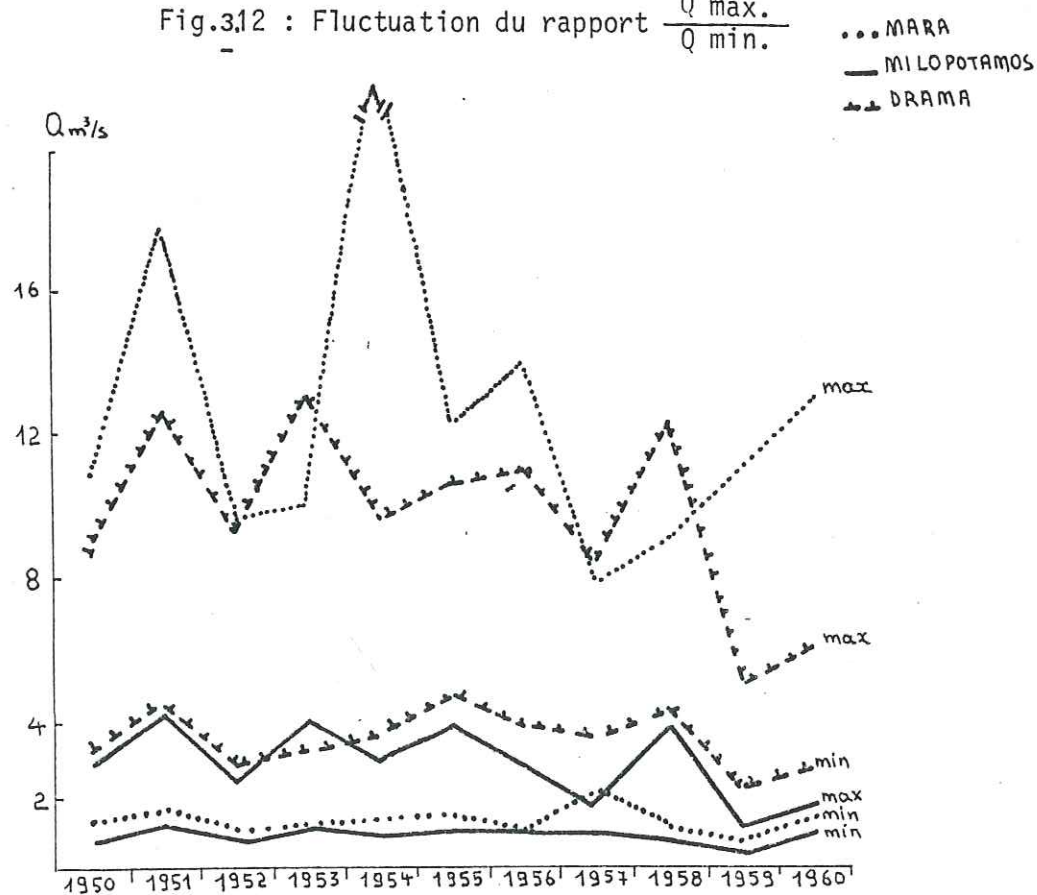


Fig.313 : Fluctuation des débits maximum et minimum

Fig.312 : Fluctuation du rapport $\frac{Q \text{ max.}}{Q \text{ min.}}$ 

karstiques et que celle de Milopotamos est une source issue d'un milieu poreux.

Les eaux de la source de Drama traversent aussi des terrains poreux mais le trajet est court et les caractéristiques du karst continuent à dominer.

Les variations du rapport $\frac{Q \text{ max}}{Q \text{ min}}$ apportent la certitude que la quantité d'eau qui arrive à la sortie est mieux contrôlée par le milieu karstique à la source de Drama qu'à la source Mara.

Les débits maximum à la source de Milopotamos sont au niveau des débits minimum de la source Drama mais ses débits minimum sont au même niveau que les débits minimum de la source Mara.

Nous avons essayé de trouver le coefficient de corrélation r pour cette période entre les débits de sources Milopotamos et de Drama et celles de Mara et de Milopotamos. Les coefficients sont très mauvais ce qui signifie que les trois systèmes sont indépendants

32.Relation pluie-débit

Nous n'avons pas pu préciser une relation quantitative entre la pluie et le débit de la source Mara mais nous avons décelé l'influence de la pluie et de la neige sur les fluctuations du débit.

Les crues sont soudaines et les eaux de pluie atteignent l'exutoire après un délai qui dépend de l'époque.

Tableau 3.5 : Temps de réponse en heures à l'exutoire de la source Mara

Années	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novem.
1984	10	10	13.5	14	16-21	25,5	-	17
1985	10.5	12	16	29	30	22-23	20-23	10

Pour le mois de décembre il n'y a pas d'enregistrement continu de la pluie.

Les débits augmentent rapidement par paliers et lors des décrues les débits diminuent aussi par paliers moins lentement. Le même schéma représente aussi l'accroissement et l'abaissement du débit dus à la fonte des neiges mais avec des paliers mininés.

A partir d'un débit assez grand on n'arrive plus à observer l'influence de la pluie.

Les ondulations observées sur les enregistrements de la hauteur de l'eau à l'exutoire malgré l'absence de pluie montrent qu'il y a des chenaux qui débouchent sur l'axe principal d'écoulement soit parce que le niveau des eaux a baissé soit parce que ce sont des eaux qui ont une origine lointaine.

3.3. Conclusions

Les débits de la source Mara sont assez forts et elle est considérée comme une des plus grandes sources de la Grèce. Il y a une très grande différence entre les débits de crues et les débits d'étiage parce qu'au moment des fortes pluies et de la fonte des neiges elle reçoit une alimentation supplémentaire par les eaux qui arrivent aux gouffres au pied de Falacron dans la plaine de Nevrokopi.

Son régime est qualifié comme régime nivo-pluvial. Les forts débits se présentent au début de l'hiver mais les plus forts s'observent à la fin de l'hiver et au début du printemps. Mais les débits de printemps décroissent très vite ce qui est le témoignage qu'on a pas des réserves neigeuses abondantes.

En tenant compte aussi du temps de réponse des débits et de ses fluctuations nous pouvons donc dire que le régime de la source Mara est déterminé par les conditions hydrogéologiques plutôt que par l'influence des conditions climatologiques.

C H A P I T R E 4 HYDRODYNAMIQUE

ETUDE HYDRODYNAMIQUE

Nous essayons dans ce chapitre de déceler les conditions hydrodynamiques présidant aux écoulements de la source Mara.

4.1. Etude de courbe de tarissement

Le tarissement est la décroissance des débits d'une source en fonction du temps pendant une période de pluviosité nulle (le régime est dit alors non influencé). Pendant cette période l'alimentation de la source provient seulement des réserves souterraines.

Il existe un grand nombre de travaux d'hydrogéologues sur l'analyse des courbes de tarissement qui proposent plusieurs méthodes. Parmi ces méthodes, nous ne choisirons que celles développées par MAILLET, TISON et MANGIN.

4.1.1 Formule de MAILLET

L'équation de MAILLET est la plus fréquemment utilisée et admet la décroissance exponentielle du débit en fonction du temps. Pour établir son équation MAILLET a considéré le bassin comme un réservoir poreux qui se vide sous sa propre charge (régime laminaire).

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$

Q_t = débit à l'instant t , en m^3/s

Q_0 = débit au début du tarissement en m^3/s

e = la base des logarithmes népériens (2,718)

t = temps écoulé depuis le début du tarissement en jours

α = coefficient de tarissement

On représente graphiquement cette équation sur un papier semi-logarithmique. On met les temps t exprimés en jours en abscisses arithmétiques et les débits journaliers exprimés en m^3/s en ordonnées logarithmiques. On obtient une

droite dont la pente est le coefficient α . A partir de cette droite, on peut déterminer le débit Q_0 en m^3/s qui est l'ordonnée à l'origine du tarissement.

4.1.1.2 Calcul du volume d'eau emmagasiné

C'est le volume d'eau W stockée au-dessus de l'exutoire dans les couches aquifères pendant la période d'alimentation. Durant la période de non alimentation qui suit on a restitution des réserves de l'écoulement.

Le volume de réserves W dépend alors de la durée et de l'intensité de la recharge et aussi de la capacité d'emmagasinement de l'aquifère (importance des vides dans le massif calcaire).

$$W = \int_{t_0}^{\infty} Q_t dt$$

$$W = \int_{t_0}^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} dt$$

D'où on obtient $W = \frac{Q_0}{\alpha}$ $Q_0 = m^3/s$ et α exprimé en jours

L'équation devient $W = \frac{Q_0}{\alpha} \cdot 86400 m^3$

Si la droite des débits se décompose en plusieurs segments et comme chaque segment a un coefficient de tarissement α le volume des réserves qui correspond à chaque segment s'exprime comme

$$W_i = \frac{I}{\alpha_i} Q_i - Q_{i+1}$$

Les résultats obtenus par cette méthode sont donnés sur le tableau 4.1 et la représentation graphique des courbes de tarissement en papier semi-log sont fournis par les figures 4.1 et 4.2.

Nous avons observé les valeurs d' α pour la source Mara qui varient de 0.001 à 0.009. Ceci montre que l'eau qui parvient au cours du tarissement circule dans de fines fissures.

Quand le débit à la source dépasse la plage des valeurs 0.90 - 1.5 m^3/s la circulation des eaux se fait dans les

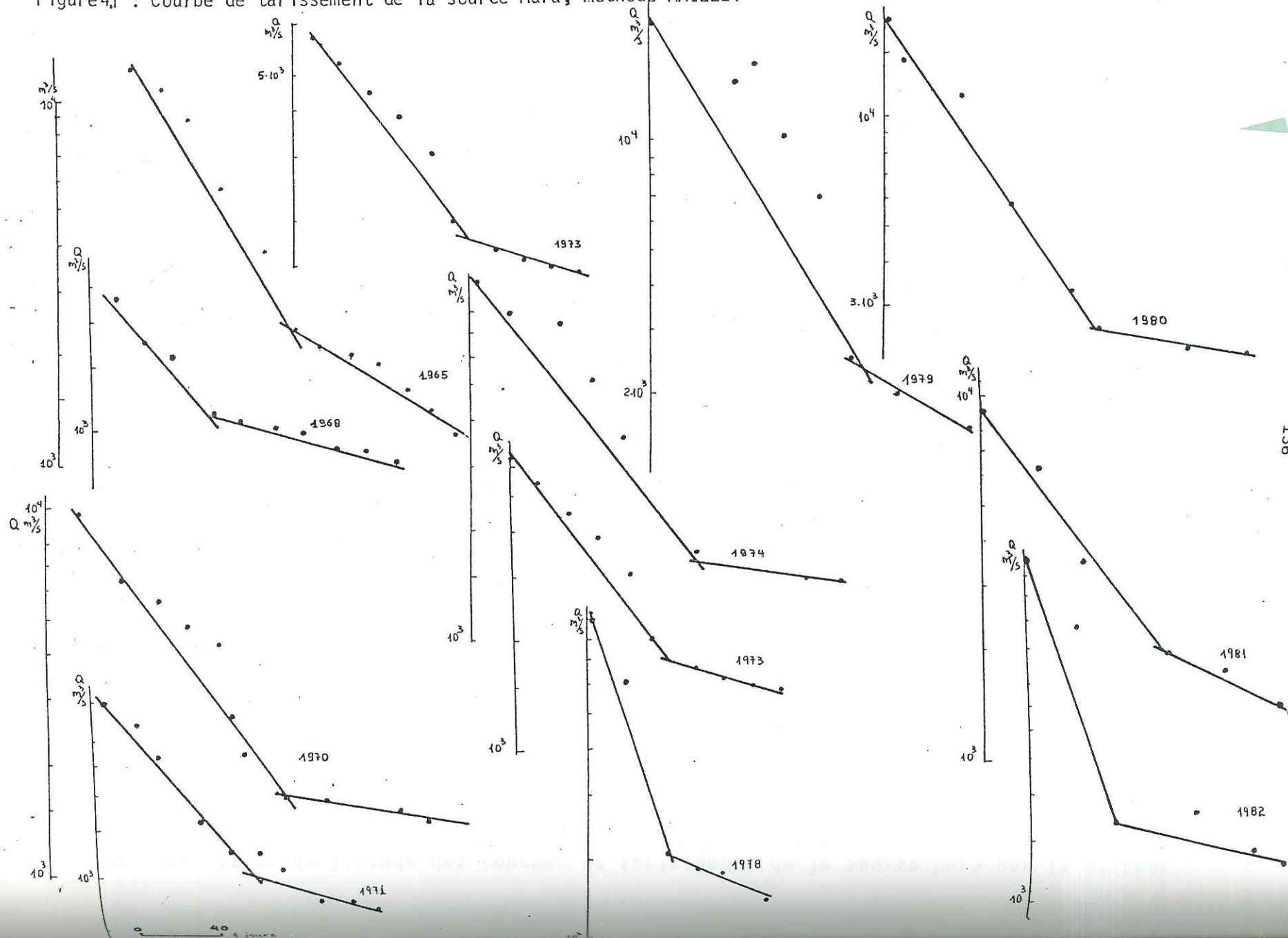
Tableau 4.1 : Résultats de l'étude des courbes de tarissement de la source Mara par la méthode de MAILLET et aussi des sources Milopotamos et Drama

Décomposition de la courbe

	Décrue		V1 x 10 ⁶ m ³		Etiage		Vo 10 ⁶ m ³		hmm	
	α_1	$Q_1 m^3/s$	α	Q_0	α	Q_0	α	Q_0	α	Q_0
1965	0.02	17.4	84.7	2.29	0.007	28.3	0.007	28.3	0.007	336
1968	-	-	-	1.18	0.003	34.0	0.003	34.0	0.003	405
1970	0.013	17.0	76.9	2.09	0.005	36.1	0.005	36.1	0.005	430
1971	0.011	13.12	28.2	2.6	0.003	74.9	0.003	74.9	0.003	891
1973	0.016	18.6	111.7	1.7	0.003	49.0	0.003	49.0	0.003	583
1974	0.01	10.2	14.8	1.7	0.002	73.4	0.002	73.4	0.002	870
1978	-	-	-	1.61	0.005	27.8	0.005	27.8	0.005	330
1979	0.02	20.0	48.2	3.09	0.007	38.2	0.007	38.2	0.007	454
1980	0.02	22.0	49.6	2.63	0.005	45.5	0.005	45.5	0.005	542
1981	0.02	13.5	33.0	2.34	0.008	25.3	0.008	25.3	0.008	301
1982	0.018	15.7	17.5	1.86	0.003	53.6	0.003	53.6	0.003	638
27.05.1985	$\alpha_1 = 0.054$ $\alpha_2 = 0.0015$	$Q_1 = 5.45$ $Q_2 = 4.26$	$V_1 = 8.7$ $V_2 = 2.45$	0.98	0.009	9.4	0.009	9.4	0.009	112
10.10.1984	$\alpha_1 = 0.037$	$Q_1 = 3.23$	$V_1 = 7.5$	1.2	0.001	103.7	0.001	103.7	0.001	1.234
4.07.1986	$\alpha_1 = 0.033$ $\alpha_2 = 0.014$	$Q_1 = 3.46$ $Q_2 = 2.70$	$V_1 = 9.1$ $V_2 = 16.7$	0.91	0.001	26.21	0.001	26.21	0.001	312

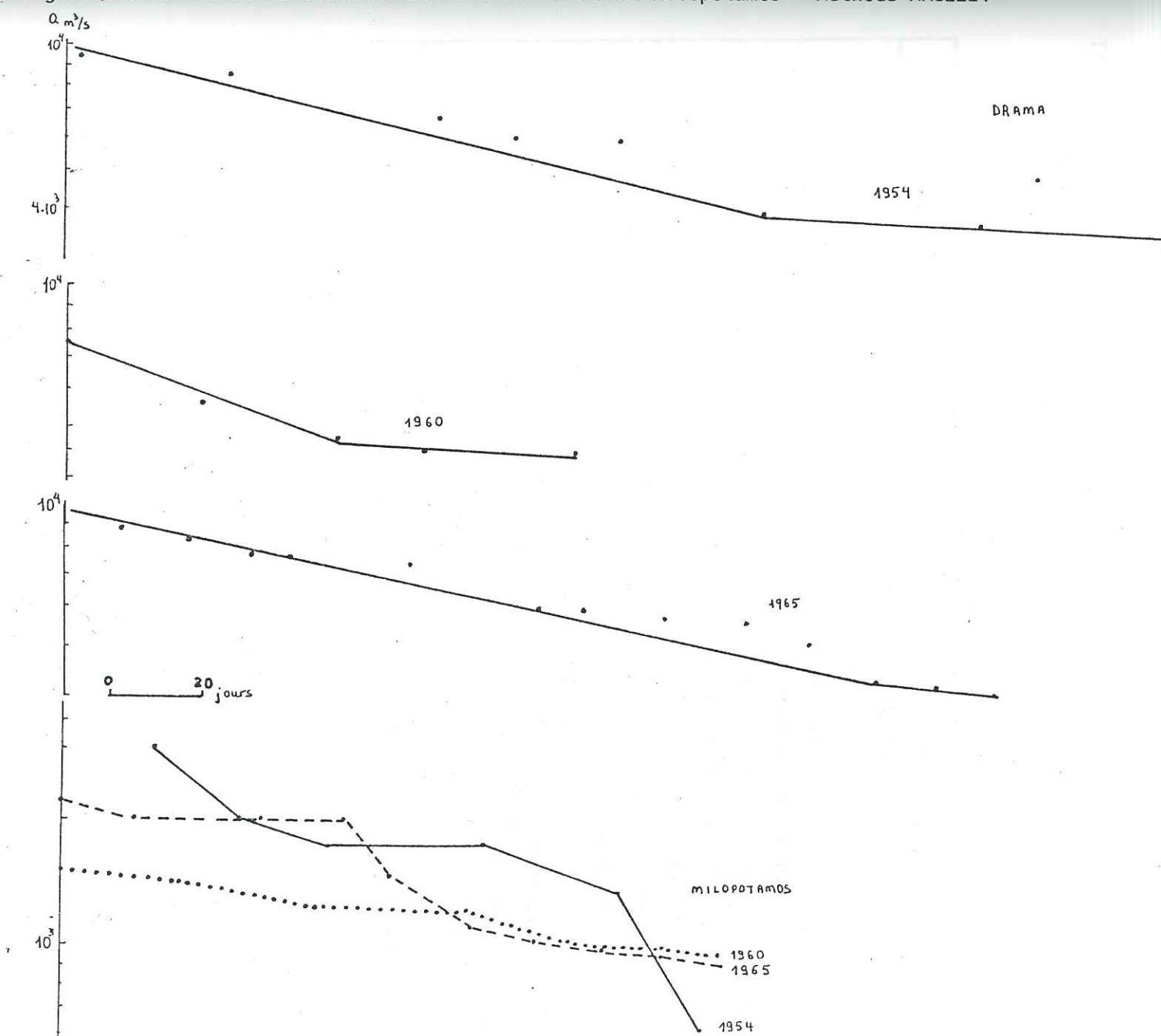
Source	1954		1960		1965		1980	
	$Q_{om^3/s}$	α	$Q_{om^3/s}$	α	$Q_{om^3/s}$	α	$Q_{om^3/s}$	α
Mara	-	-	1.45	0.002	2.29	0.007	2.63	0.002
Milopotamos	-	-	-	-	3.31	0.003	-	-
Drama	4.0	0.001	3.72	0.001	3.31	0.003	-	-

Figure 41 : Courbe de tarissement de la source Mara, méthode MAILLET



136

Figure 42 : Courbe de tarissement des sources Drama et Milopotamos - Méthode MAILLET



137

fissures et les chenaux. Ce passage est bien décelé par l'étude des débits de la période 1984-1986. Il y a encore un autre passage à une troisième phase de vidange (plage de valeurs des débits autour de 3 m³/s) ou les chenaux importants commencent à fonctionner.

Le premier passage et le deuxième ne sont pas différenciés dans les mesures anciennes parce que les plages de valeurs sont très proches et que les mesures n'ont été faites qu'une fois par mois.

Les valeurs de α à la source Drama montrent que l'écoulement se fait dans des fissures fines. Il y a un passage au-dessus de 3,5-4 m³/s à une phase de vidange où les eaux proviennent des chenaux et des fissures.

Les réserves d'eau à Drama sont un peu plus considérables que celles de Mara. La courbe de l'abaissement du débit de la source Milopotamos présente une forme correspondant à une source issue d'un milieu poreux. Nous observons que le parcours de ces eaux dans les formations sédimentaires récentes détermine bien la forme de la vidange (fig.42).

La lame d'eau écoulee h présente très souvent des valeurs relativement plus considérables pour ce bassin formé par les marbres.

4.1.2 Formule de TISON

TISON a assimilé l'aquifère à un réservoir poreux qui est fermé d'un côté par une paroi perforée (régime turbulent). Il admet que les débits décroissent en fonction du temps comme l'inverse de leur racine carrée :

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + \alpha t)^2} \quad \text{ou} \quad \sqrt{Q_t} = \frac{\sqrt{Q_0}}{1 + \alpha t}$$

La représentation de la formule de TISON se fait en coordonnées arithmétiques. En abscisses on met le temps (t) en jours et en ordonnées l'inverse de la racine carrée des débits $1/\sqrt{Q_t}$. On obtient la droite du tarissement dont l'ordonnée à l'origine est égale à $1/\sqrt{Q_0}$ et la pente est égale

au coefficient du tarissement.

Pour obtenir α on introduit les données Q_0 , Q_t , t dans la formule $\alpha = \frac{1}{t} \left(\frac{\sqrt{Q_0}}{\sqrt{Q_t}} - 1 \right)$ on peut préciser chaque fois Q_0 par la représentation graphique.

Tableau 4.2

Application pour la source Mara - Méthode de TISON

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + \alpha t)^2}$$

Date	α	Q_0 m ³ /s	V_0 10 ⁶ m ³
1965	0.003	1.90	54.7
1968	0.002	1.04	44.9
1970	0.006	2.60	37.4
1971	0.002	2.50	108.0
1973	0.002	1.70	73.4
1974	0.001	1.70	146.9
1978	0.002	2.07	89.4
1979	0.004	2.52	54.4
1980	0.001	2.77	239.3
1981	0.004	2.50	54.0
1982	0.002	1.60	69.1
3.10. 1985	0.004	1.21	261.4
4.07. 1985	0.001	0.82	64.4
27.05. 1985	0.007	1.55	19.1

Les valeurs de α selon la méthode de TISON sont identiques à celles transmises par la méthode de MAILLET ainsi que les Q_0 mais les réserves sont doubles de celles calculées par la formule de MAILLET.

Les résultats obtenus par cette méthode sont reportés dans le tableau 4.2 et les courbes de tarissement de la source Mara selon la méthode de TISON sont présentés sur la figure 43-44.

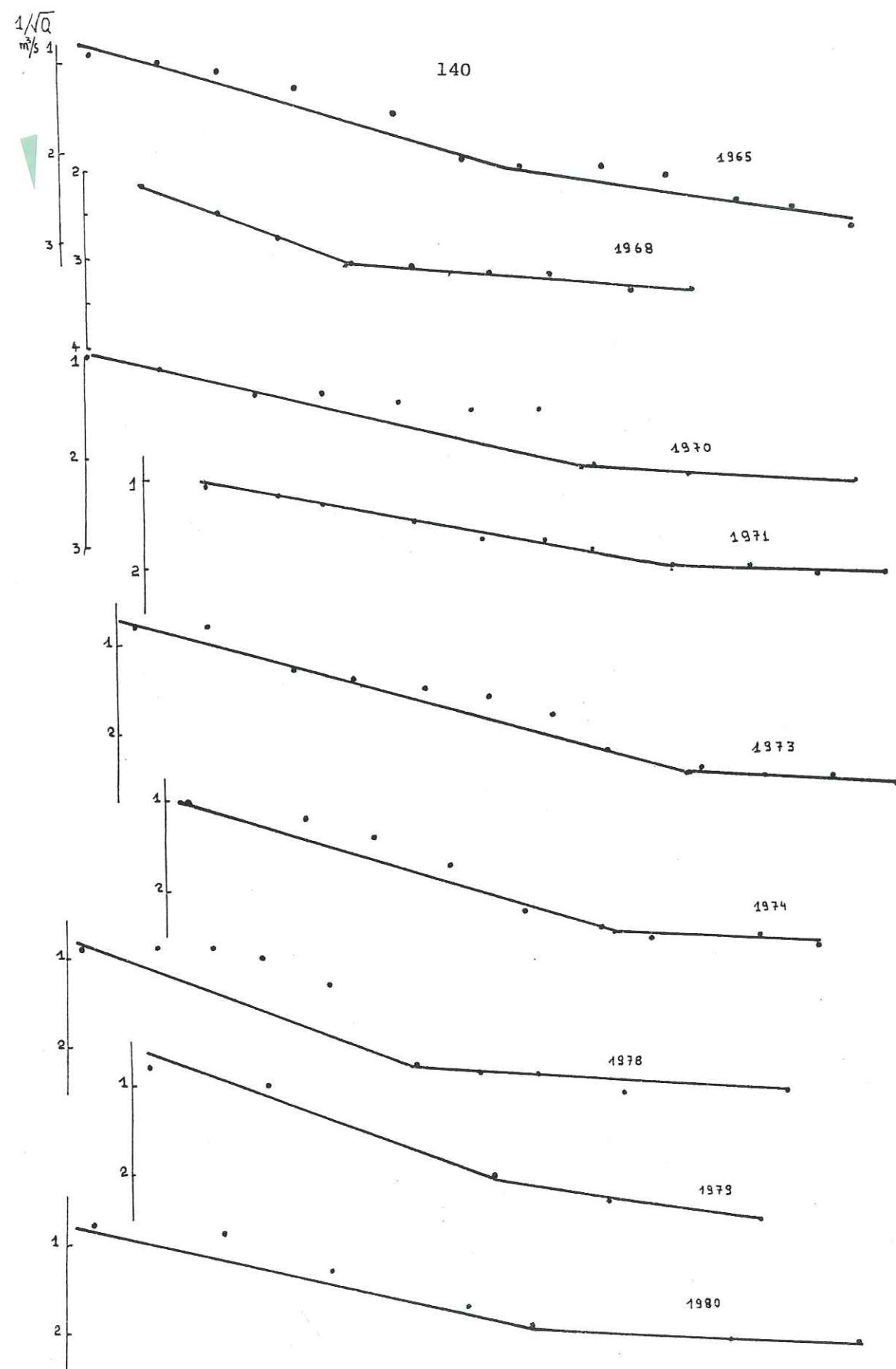
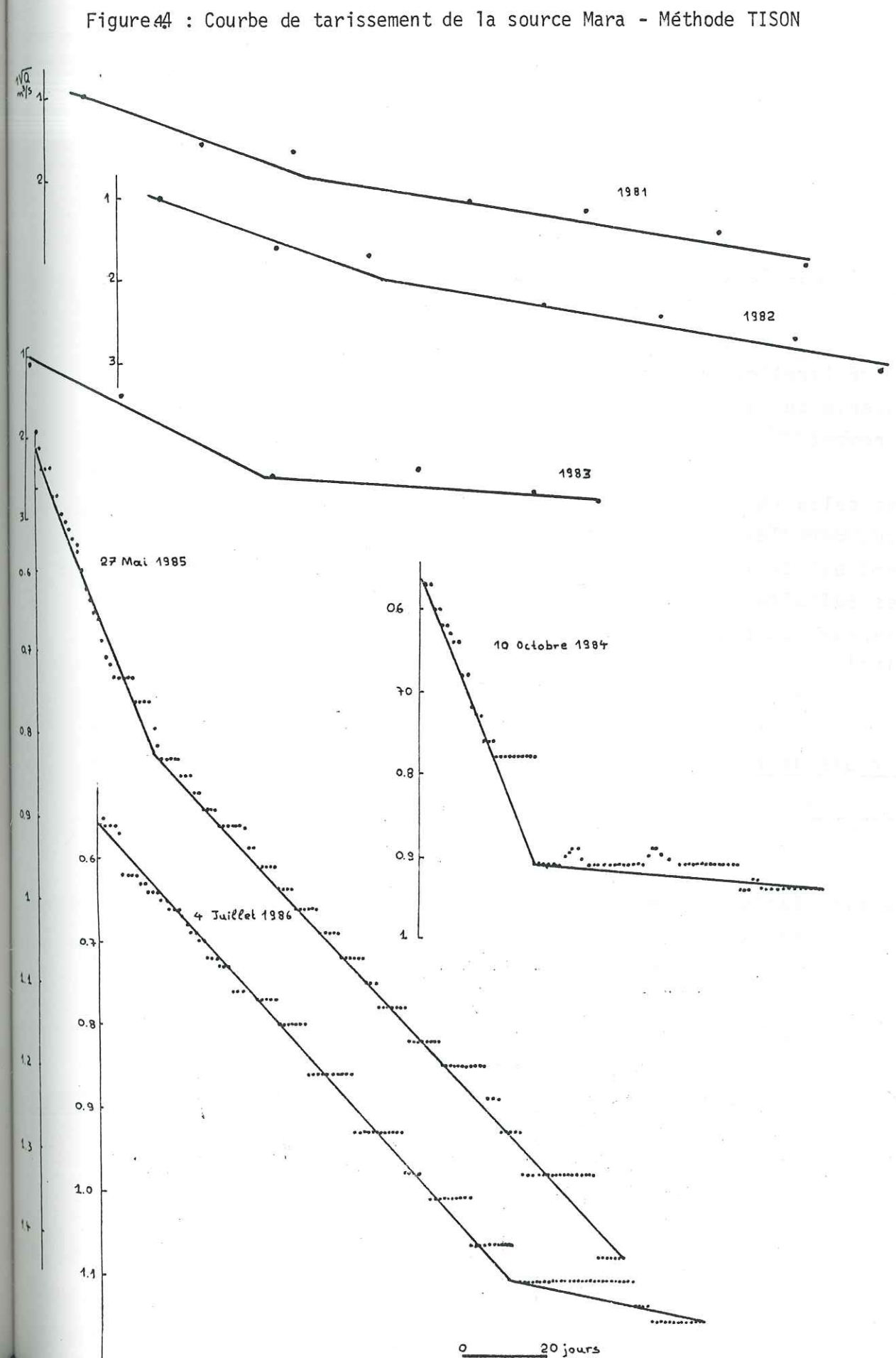


Figure 43 : Courbe de tarissement de la source Mara- Méthode TISON



4.1.3 Les caractéristiques du coefficient du tarissement

Le coefficient de tarissement caractérise l'aquifère et donne des renseignements sur sa capacité de stockage et sur sa vidange.

Ce coefficient est d'autant plus petit que le volume d'eau emmagasiné dans l'aquifère est plus grand et que les dimensions de l'aquifère sont plus grandes.

La vidange de l'aquifère est d'autant plus rapide que le coefficient est plus grand et l'inverse.

Le coefficient α est une fonction directe de l'infiltration efficace et de la perméabilité et une fonction inverse de la porosité efficace ou du coefficient d'emmagasinement.

Selon SCHOELLER (1967) quand les sources sortent des calcaires lités où la circulation de l'eau se fait surtout dans les joints et diaclases le coefficient de tarissement est de l'ordre 10^{-3} mais quand les sources sortent des calcaires massifs où la circulation des eaux dans les chenaux est plus importante, α est de l'ordre de 10^{-2} à 10^{-1} .

4.1.4 Formule de A. MANGIN

4.1.4.1 Principe

Les formules précédentes tiennent compte du lieu de circulation des eaux selon qu'elle se fait dans les joints et les diaclases ou dans les chenaux.

A. MANGIN pour établir sa formule a tenu compte de l'existence de deux zones au sein du karst.

- une zone non saturée où s'effectue l'infiltration (égouttage) et qui délivre un débit q à la zone saturée.
- une zone saturée alimentée par la précédente et dont les réserves fournissent un débit Q_r .

Cette distinction présente une situation plus proche de la réalité.

- La courbe de décroissance des débits se décompose en deux parties.

La première qui est la courbe de décrue correspond à la décroissance des débits Q à l'exutoire qui sont la somme du débit q (débit d'infiltration, régime influencé) et du débit Q_r (débit délivré par les réserves de la zone saturée).

$$Q = Q_r + q$$

La deuxième partie est la courbe de tarissement dont les débits $Q = Q_r$ parce que $q = 0$ l'infiltration ayant cessé. (régime non influencé).

A chaque instant le débit à la source s'exprime alors par la somme de deux fonctions.

$$Q = \varphi(t) + \psi(t)$$

$\varphi(t)$ = fonction de débit provenant des eaux de la réserve.

$\psi(t)$ = fonction de débit provenant des eaux d'infiltration

Suivant la vitesse de circulation, la vidange sera laminaire ou turbulente. A MANGIN a proposé trois équations :

- en régime laminaire $Q : q + (Q_{ro} e^{-\alpha t})$

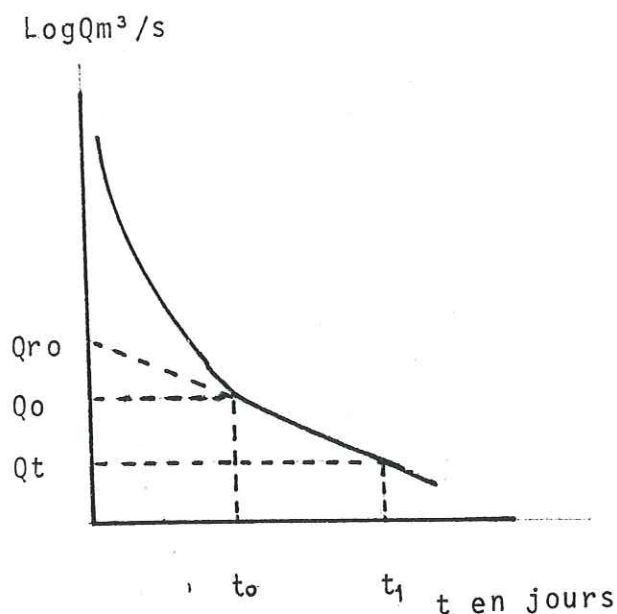
Dans ce cas, le débit de vidange de la zone noyée dérive de la charge h .

$$Q dt = -S dh \quad S = \text{surface du réservoir}$$

et on obtient avec le même raisonnement que pour la formule de MAILLET.

$$Q_r = Q_{ro} e^{-\alpha t}$$

Q_{ro} = débit au début du tarissement
 α = coefficient de tarissement (identique à celui de MAILLET)



Remarque : La figure 4.5 montre la signification de Q_{ro} (MANGIN) et de Q_o (MAILLET). Les deux débits n'ont pas le même sens mais leur différence n'est pas remarquable

Figure 4.5 : Courbe schématique de décrue et de tarissement

- en régime turbulent $Q = q + (Q_{ro} - \beta t)$
 parce que dans ce régime, on a :
 $QdQ = \frac{1}{2k} dh$ $k = \text{constante qui caractérise l'aquifère } [L^{-5} T^2]$

nous posons $\beta = \frac{1}{2KS}$ et on obtient $Q_r = Q_{ro} - \beta t$

- en régime mixte l'équation est :
 $Q^{n-1} = Q_{ro}^{n-1} - \frac{(n-1)}{n} \beta' t + q$

avec n entre 1 et 2.

4.14.2 L'infiltration

Le deuxième pas après la définition de la courbe de tarissement est la construction de la courbe d'infiltration (courbe des débits des eaux d'infiltration). On obtient cette courbe point par point par soustraction du débit Q_{ro} offert par les eaux des réserves de la zone saturée des débits Q à l'exutoire.

A. MANGIN a montré que la courbe d'infiltration est bien représentée par une fonction du type homographique
 $y = \frac{ax + b}{cx + d}$

La validité de cette fonction doit être déterminée aussi par la méthode d'alignement. Pour cela, on change de variable et on prend un point quelconque (X_i, Y_i) sur la courbe de la fonction donnée, et on aligne $Y = \frac{x - x_i}{y - y_i}$.

Si les points de cette courbe sont alignés, la fonction homographique est acceptable. Même si on observe une dispersion des faibles débits, on adopte la fonction précédente parce que cette dispersion n'intervient presque pas dans l'ajustement de la fonction.

La formule d'infiltration devient :

$$q = \frac{q_0 - \eta t}{1 + \epsilon t}$$

q = débit d'infiltration à l'instant t , q en m^3/s

q_0 = débit d'infiltration à l'instant t_0 , pointe de crue
 q en m^3/s

On précise la valeur q_0 comme faisant la différence entre le débit de la pointe de crue (instant t_0) et le débit Q_{ro} qui est obtenu par l'intersection de la droite de tarissement avec l'ordonnée t_0 de la pointe de crue.

$$q_0 = Q_{t_0} - Q_{ro}$$

η = coefficient de la durée ou de vitesse d'infiltration en m^3/s .

Lorsqu'il n'y a plus d'infiltration

$$q = 0 = q_0 - \eta t_i \text{ et } \eta = \frac{q_0}{t_i}$$

t_i = temps au bout duquel l'infiltration a cessé.

Pour un débit q_0 donné plus η est grand plus l'infiltration sera rapide.

On peut calculer η en connaissant q_0 et t_i par la courbe de tarissement.

ε : coefficient d'hétérogénéité de l'écoulement en T^{-1} .
Il caractérise l'importance de la concavité de la courbe d'infiltration. Les limites de ε sont entre 0 et ∞ .
Quand ε tend vers 0 la vitesse d'infiltration est uniforme pendant toute la durée d'infiltration. Au contraire quand ε est élevé la vitesse d'infiltration est forte au début de la crue mais diminue ensuite en fonction du temps.

On peut calculer ε en choisissant une valeur pour q et le temps t qui correspond sur la droite de vérification de la loi homographique parmi les points qui sont bien alignés.

L'équation générale de la courbe de décrue et de tarissement peut s'écrire :

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t} + \frac{q_0 - \eta t}{1 + \varepsilon t} \quad \text{régime laminaire}$$

$$Q = (Q_0 - \beta t) + \frac{q_0 - \eta t}{1 + \varepsilon t} \quad \text{régime turbulent}$$

Lorsqu'on fait le contrôle de la validité d'emploi de la fonction homographique après le changement de variable on obtient :

$$-Y = \frac{t_i - t}{q}$$

t_i = temps au bout duquel le débit d'infiltration est nul.

Après la détermination des paramètres η et ε on peut calculer le volume de l'infiltration.
On sait que le débit Q au niveau de l'exutoire représente le mouvement d'un volume d'eau à l'intérieur du karst. Alors ce volume est égal à l'équation différentielle du débit.

$$V_i = \int_0^{t_i} \frac{q_0 - \eta t}{1 + \varepsilon t} dt$$

t_i = temps au bout duquel l'infiltration a cessé.

alors :

$$V_i = \int_0^{t_0 = q_0/\eta} q dt = \frac{2,30 m (1 + \varepsilon q_0/\eta) \log(1 + \frac{q_0 \varepsilon}{\eta}) - \varepsilon q_0}{\varepsilon^2}$$

On remarque que plus ε est grand c'est à dire plus l'hétérogénéité de l'écoulement est grande, plus le volume de l'infiltration est petit.

4.1.4.3 Application à la source Mara

Nous avons choisi trois périodes de tarissement du débit. L'étiage qui commence le 10 octobre 1984 intervient après la première période des fortes pluies dans une année hydrologique, l'étiage du 27 juin 1985 et l'étiage du 4 juillet 1986. Résultats obtenus sur le tableau 43 et représentation graphique sur les figures 46, 47 et 48.

Nous avons trouvé que les débits q pour lesquels la loi d'infiltration est valable ont pour limites :

$$0.2 \text{ m}^3/\text{s} < q < 2.2 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Ces limites sont plus restrictives pour la période d'étiage après les pluies (10 octobre 1984).

Le coefficient ε étant petit, la vitesse d'infiltration est donc uniforme dans le temps.

Le 27 juin 1985, on a une valeur de ε un peu plus élevé, ce qui signifie que la vitesse d'infiltration est plus forte parce qu'on est là juste après la période des fortes pluies de printemps-fin d'été.

Tous les calculs se sont faits en essayant de se débarrasser de l'inconvénient dû à ce que le débit baisse par une série de paliers en raison de l'existence d'un système de cuvettes et de trop pleins qui fonctionnent dans ce massif karstique.

Le tableau 44, présente les résultats de calculs des volumes d'eau de l'infiltration provenant de la zone non saturée

Le volume d'infiltration montre une très petite participation après la première période des fortes pluies de l'hiver, ce qui montre que le débit est dû plus au volume d'eau provenant du torrent de Nevrokopi et d'autres ressources (bassin voisin) qu'à l'infiltration directe.

Tableau 4,3 : Paramètres de tarissement selon la méthode de MANGIN -Source Mara

Date	α	$Q_{\text{rom}}^3/\text{s}$	$q\text{m}^3/\text{s}$	équation	$q\text{cm}^3/\text{s}$	η	ϵ
du 27.6-1985 jusqu'au 16.10-1985	0.009	0.98	$0.18 < q < 2.22$	$q = \frac{4.25 - 0.067 \cdot t}{1 + 0.118 \cdot t}$	4.25	0.067	0.118
du 4.7-1986 au 30.11.1986	0.003	0.91	$0.3 < q < 1.837$	$q = \frac{2.02 - 0.025 \cdot t}{1 + 0.031 \cdot t}$	2.02	0.025	0.031
du 10.10-1984 au 3.01.1985	0.001	1.2	$0.4 < q < 1.3$	$q = \frac{1.87 - 0.065 \cdot t}{1 + 0.037 \cdot t}$	1.87	0.065	0.037

Tableau 44 : Résultats obtenus de V et de Vi -Source Mara - Méthode A. MANGIN

Date	Volume d'eau emmagasinée au début du tarissement $V \text{ m}^3/\text{s}$	Vi - Volume d'infiltration	
		par l'équation de MANGIN	par planimètrage de la courbe d'infiltration
du 27.6-1985 au 16.10-1985	$9.4 \cdot 10^6$	$4.1 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$	$5.7 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$
du 4.07-1986 au 30.11-1985	$26.2 \cdot 10^6$	$9.9 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$	$8.5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$
du 10.10.1984 au 3.01.1985	103.7×10^6	$1.8 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$	$2.7 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$

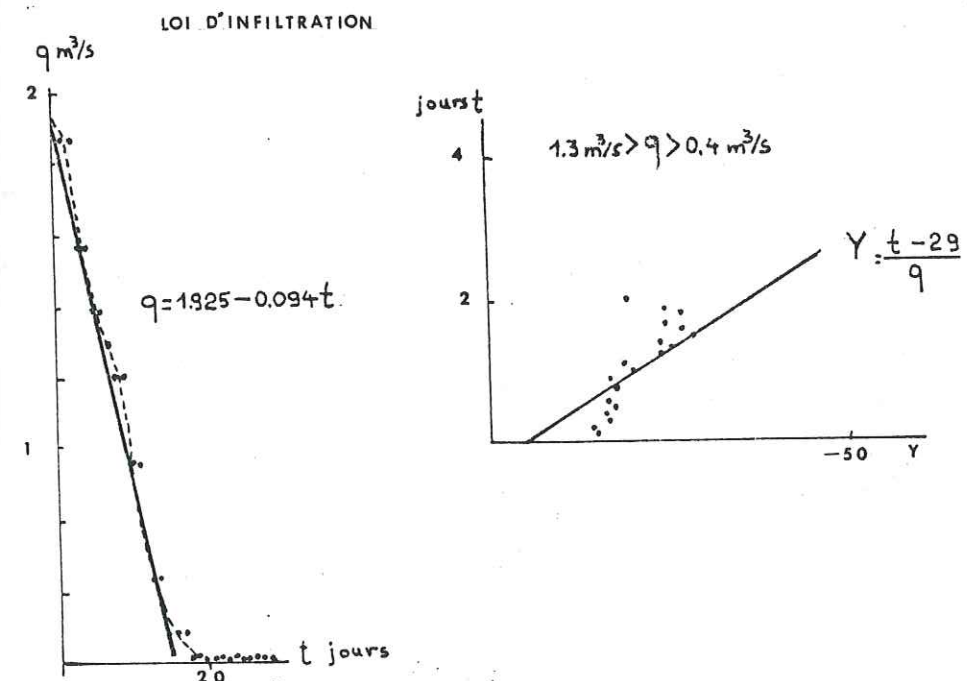
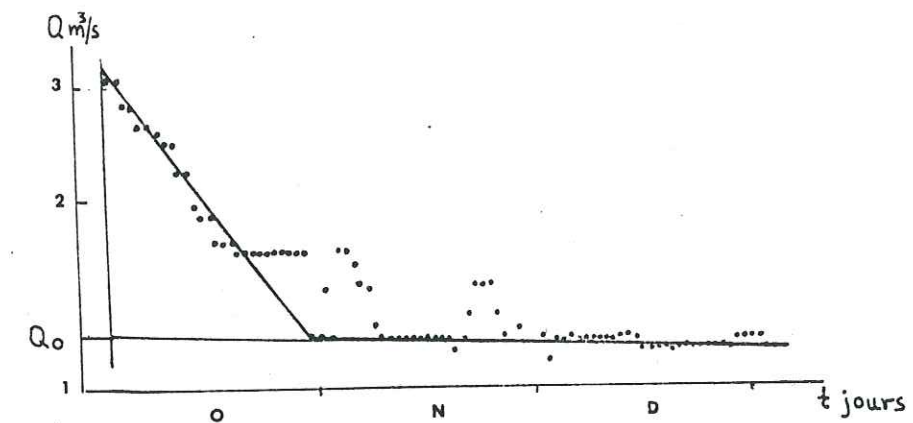


Figure 46 : Courbe de tarissement de la source Mara période du 10 octobre 1984 au 3 janvier 1985

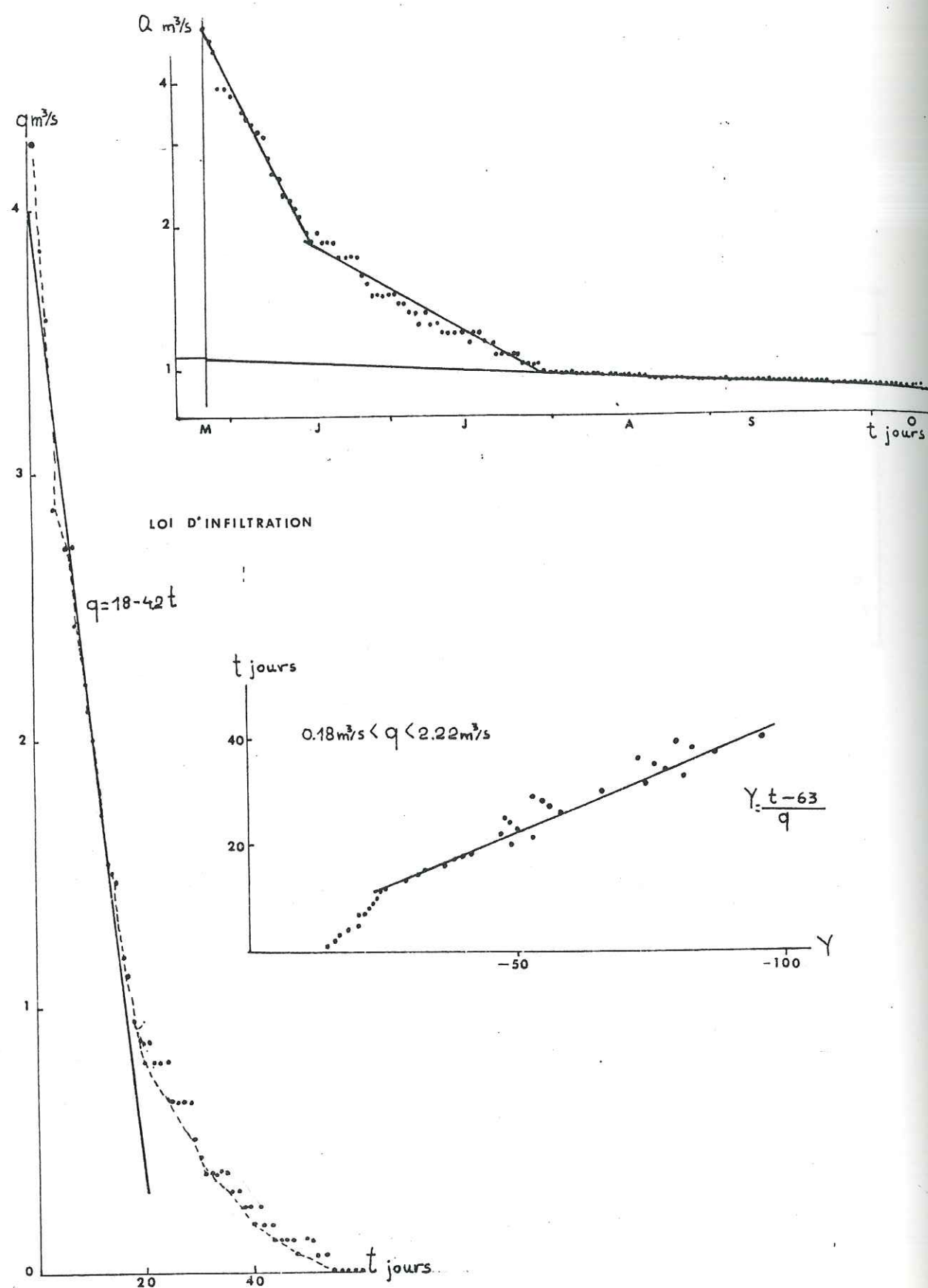


Figure 47 : Courbe de tarissement de la source Mara -période du 27 mai 1985 au 16 octobre 1985

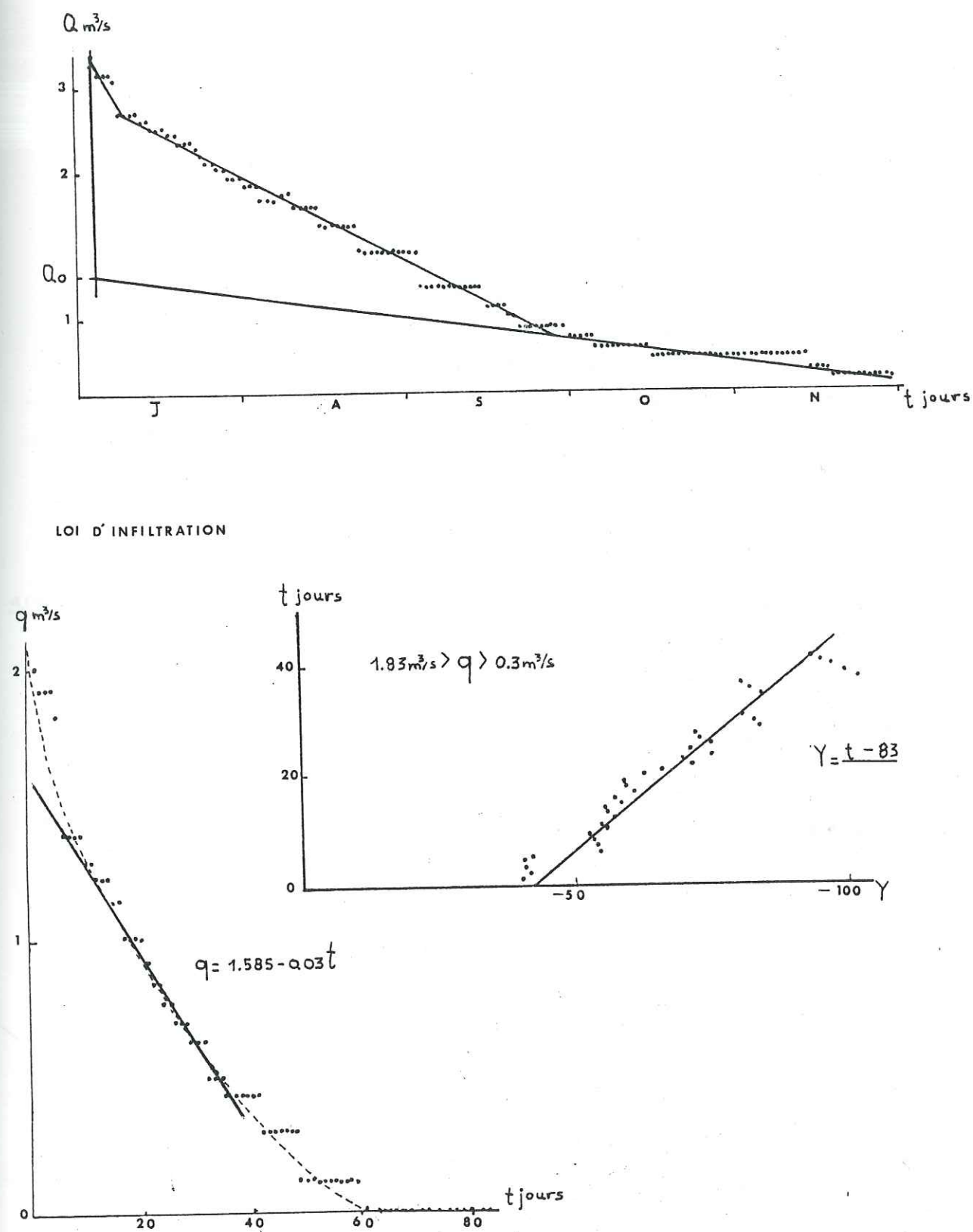


Figure 48 : Courbe de tarissement de la source Mara -période du 4 juillet 1986 au 30 novembre 1986

4.1.4.4 Détermination de la transmissivité T et du coefficient d'emménagement S par la courbe de tarissement

Introduction

Les valeurs de T et S calculées à partir des essais de pompage dans les formations karstiques donnent souvent des résultats inexacts parce que les forages et les puits sont placés dans des zones privilégiées.

Nous pouvons aussi obtenir les paramètres T et S à partir de la courbe de tarissement. Les conditions d'étiage sont favorables pour la détermination de T et S car ces deux paramètres ont une liaison fonctionnelle avec le tarissement. Leurs valeurs ainsi déterminées sont particulièrement valables.

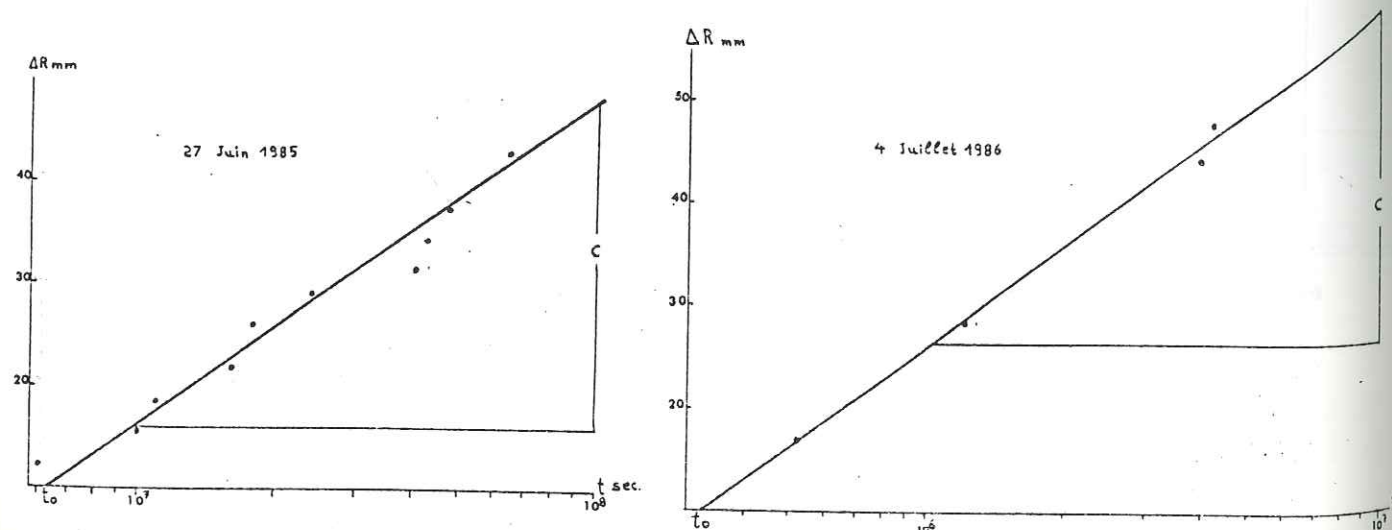
4.1.4.4.1 Méthode de MIJATOVIC

Principe

Cette méthode est basée sur l'analyse de la courbe de tarissement de type exponentiel :

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$

Figure 49 : Solution graphique de l'équation d'approximation logarithmique
Source Mara



et sur l'analyse de l'évolution au niveau piézométrique (rabattement h) des eaux du karst par l'application de la formule d'approximation logarithmique de C. THEISS et C. JACOB.

$$h = \frac{0.183 Q}{T} \lg \frac{2.25 T t}{x^2 S}$$

On considère le débit Q de la source comme le débit de pompage dans un forage (forage dans une zone privilégiée de drainage) et ce débit provoque un rabattement h.

A partir de la courbe de tarissement on peut calculer :

α = coefficient de tarissement

r = indice d'emménagement en mm

R = variation des réserves pendant une période considérée en mm

4.1.4.4.2 Calcul de T

On définit comme indice d'emménagement la lame d'eau écoulée pendant le tarissement (période de déficit pluviométrique) et qui est exprimée comme le quotient du volume d'eau écoulé pendant le tarissement par la superficie de l'aquifère-réservoir.

$$\text{D'après } Q = Q_0 e^{-\alpha t} \text{ on a } V_t = \frac{Q_0}{\alpha}$$

et pour $t = t_0$ temps du début du tarissement

$$V_0 = \frac{Q_0}{\alpha} \times 86400$$

l'indice d'emménagement sera :

$$r_0 = \frac{V_0}{F} = \frac{Q_0 \cdot 86,4}{F \alpha} \text{ en mm } F = \text{surface du réservoir aquifère de la source}$$

pour $t \neq t_0$ on a :

$$V_t = \frac{Q_t}{\alpha} = \frac{Q_t \cdot 86,4}{F \cdot \alpha} \text{ en mm}$$

et la variation des réserves de t_0 à t est donc :

$$\Delta R = \frac{86,4}{F \cdot \alpha} (Q_0 - Q_t) \text{ en mm } (\Delta R = \Delta r_0 - \Delta r_t)$$

On considère alors que les valeurs de ΔR sont les rabattements successifs de la nappe karstique au cours d'un pompage, en régime non équilibré, avec un débit variable (débit de la source en étiage).

On obtient la droite qui représente l'équation de THEIS-JACOB en portant sur un papier semi-log les valeurs de ΔR en ordonnées et les valeurs $\log t$ en abscisses.

La pente de la droite est la constante C :

$$C = \frac{0.183 Q}{T} = \frac{dY}{dx} = \frac{\delta \Delta R}{\delta (\log t)} \longrightarrow C = \Delta R \text{ pour un cycle logarithmique}$$

Si on connaît le débit moyen pour la période considérée nous pouvons calculer T

$$C = \Delta R = \frac{0.183 Q}{T} \longrightarrow T = \frac{0.183 Q}{C}$$

Selon B. MIJATOVIC, dans quelques cas il faut multiplier T par 2 mais cette multiplication ne change pas l'ordre de grandeur de T calculée.

Calcul de S

On considère un piézomètre fictif à la limite de la zone noyée (limite entre le bassin versant de la source et le bassin versant voisin) parce que le rabattement à ce point est nul et on a :

$$S = \frac{2.25 T t_0}{x^2}$$

t_0 = temps pour lequel le rabattement est nul (obtenu graphiquement)

x = distance entre le piézomètre fictif et la source

4.1.4.3 Application à la source Mara

Pour essayer d'évaluer T et S , on n'a pu utiliser seulement que deux périodes d'étiage parce que pour la troisième on ne possédait que deux valeurs du débit. Le tableau 45 et la figure 49 présentent les résultats obtenus.

Tableau 45 : Valeurs de T et S à la source Mara

Date	C mm	Q m ³ /s	T m ² /s	t_0 s	S	x mm
du 27.06.1985 au 16.10.1985	0.032	0.68	3.89	640.800	14.4%	6.250
du 4.07-1986 au 30.11-1986	0.048	0.81	3.09	620.000	11.0 %	6.250

Nous avons considéré le puits fictif à la limite avec le granodiorite.

Malgré les points faibles de la méthode de MIJATOVIC et sachant que les essais de pompage sur un forage dans les marbres (Menikio massif karstique à l'ouest de Falacron) ont donné une valeur de $T = 1,57 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$, on admettra que les valeurs de T obtenues sont une évaluation de leur ordre de grandeur.

4.1.5 Etude de débits classés

L'hydrogramme de l'exutoire d'un karst peut donner des informations sur l'existence d'autres trop pleins au niveau de l'exutoire ainsi que sur celle d'apports supplémentaires en cours de crue.

Si on a des apports supplémentaires la pente de la courbe de l'hydrogramme augmente très vite et si on a des trop-pleins à partir du moment où ils commencent à fonctionner l'hydrogramme présente un palier.

Pour la même source, on observe les ruptures des pentes à peu près aux mêmes points de ses hydrogrammes pour les différents cycles hydrologiques.

Pour mettre en évidence ces phénomènes on construit la courbe des débits classés en portant pour une classe donnée de débit le nombre de jours pendant lequel ce débit a été observé.

A. MANGIN (1971) a montré que la loi qui s'adapte le mieux à la courbe observée des débits classés est la loi de probabilité de la forme suivante :

$$F(x) = \text{Prob}(X < x) = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_0^x e^{-\frac{u^2}{2}} du$$

avec 1. $X = \alpha(Q - Q_0)$ où $\alpha > 0$

2. $X = \alpha(\log Q - \log Q_0)$ où $\alpha > 0$

α = la pente de la droite $X = \alpha(Q - Q_0)$

Q_0 = débit de probabilité nulle

On peut aussi employer d'autres lois comme la loi normale (GAUSS) avec $f(u) = \frac{2}{2\eta} \cdot e^{-\frac{u^2}{2}}$

avec $u = \alpha(q - Q_0)$

la loi log-normale avec $f(z) = \frac{2}{2\eta} \cdot e^{-\frac{z^2}{2}}$

avec $z = (\alpha \log(q - Q_0))$

On teste les deux hypothèses précédentes graphiquement en construisant la droite des débits classés sur un papier dont les coordonnées sont gaussiennes arithmétiques, si la loi de distribution est normale, ou gaussiennes logarithmiques si elle est log-normale.

4.1.5.1 Application à la source Mara pour la période d'octobre 1984 au 30 septembre 1986

D'après les données du tableau 4.6, on construit sur un diagramme gaussien-logarithmique la courbe de fréquence cumulée. On considère que l'alignement des points dans la figure 4.10 est bonne mais on fait les remarques suivantes :

- on observe qu'il y a trois cassures. La première est à la classe (1.2 - 1.4 m³/s). On considère que les classes des débits au-dessous de (1.2 - 1.4 m³/s) ne sont pas sur la partie décroissante de l'histogramme.

- il y a une intersection avec l'axe des 50 % pour la classe des débits compris entre (2.2 - 2.4 m³/s).

Tableau 4.6 : Fréquence des débits classés mesurés à la source Mara pour la période du 1er Octobre 1984 au 30 septembre 1986

classes en m³/s	nombre de jours	fx	fx	Classes en m³/s	Nombre de jours	Fx	fx
0.4-0.6	38	5.20	5.21	5.8-6.0	-	-	-
0.6-0.8	62	8.48	13.7	6.0-6.2	4	0.56	78.21
0.8-1.0	32	4.37	18.08	6.2-6.4	2	0.28	78.45
1.0-1.2	47	6.43	24.52	6.4-6.6	13	1.78	80.23
1.2-1.4	67	9.17	33.7	6.6-6.8	2	1.10	81.9
1.4-1.6	24	3.28	36.99	6.8-7.0	1	0.14	82.45
1.6-1.8	35	4.78	41.78	7.0-7.2	7	0.98	83.41
1.8-2.0	33	4.51	46.3	7.2-7.4	5	0.68	84.09
2.0-2.2	11	1.50	47.81	7.4-7.6	4	0.55	84.64
2.2-2.4	13	1.77	49.59	7.6-7.8	4	0.68	85.19
2.4-2.6	16	2.18	51.78	7.8-8.0	5	0.82	85.87
2.6-2.8	15	2.04	53.83	8.0-8.2	3	0.41	86.28
2.8-3.0	12	1.63	55.47	8.2-8.4	3	0.41	86.69
3.0-3.2	35	4.78	60.26	8.4-8.6	5	0.82	88.2
3.2-3.4	15	2.04	62.31	8.6-8.8	3	0.41	88.61
3.4-3.6	16	2.18	64.5	8.8-9.0	1	0.14	88.75
3.6-3.8	12	1.63	66.14	9.0-9.2	5	0.82	88.19
3.8-4.0	21	2.87	69.02	9.2-9.4	-	-	-
4.0-4.2	8	1.09	70.12	9.4-9.6	1	0.14	89.16
4.2-4.4	3	0.41	70.67	9.6-9.8	-	-	-
4.4-4.6	7	0.96	71.63	9.8-10.0	1	0.14	89.44
4.6-4.8	9	1.23	72.86	10.0-10.2	-	-	-
4.8-5.0	8	1.10	73.96	10.2-10.4	1	0.14	89.54
5.0-5.2	15	2.05	76.01	10.4-10.6	1	0.14	89.72
5.2-5.4	6	0.82	76.83	10.6-10.8	1	0.14	89.86
5.4-5.6	1	0.14	76.97	10.8-11.0	-	-	-
5.6-5.8	5	0.68	77.65	11.0-11.2	-	-	-
11.2-11.4	8	1.10	89.99	24.2-24.4	-	-	-
11.4-11.6	-	-	-	24.2-24.6	-	-	-
11.6-11.8	2	0.27	90.25	24.6-24.8	3	0.41	97.11
11.8-12.0	7	0.96	91.21	24.8-25.0	-	-	-
12.0-12.2	2	0.27	91.48	25.0-25.2	2	0.27	97.38
12.2-12.4	1	0.14	91.62	25.2-25.4	2	0.27	97.65
12.4-12.6	3	0.41	92.03	25.4-25.6	1	0.14	97.79
12.6-12.8	1	0.14	92.17	25.6-25.8	7	0.96	98.75
12.8-13.0	1	0.14	92.31	25.8-26.0	-	-	-
13.0-13.2	8	1.10	93.41	26.0-26.2	9	1.23	99.98
13.2-13.4	1	0.14	93.55	26.2-26.4	1	0.14	100.00
14.6-14.8	5	0.68	94.23				
16.0-16.2	2	0.27	94.5				
17.2-17.4	1	0.14	94.64				
19.8-20.0	1	0.14	94.78				
21.2-21.4	1	0.14	94.92				
21.8-22.0	1	0.14	94.92				
21.8-22.0	1	0.14	95.06				
22.0-22.2	1	0.14	95.2				
22.2-22.4	-	-	-				
22.6-22.8	1	0.14	95.34				
22.8-23.0	-	-	-				
23.0-23.2	3	0.41	95.75				
23.2-23.4	3	0.41	96.16				
23.4-23.6	-	-	-				
23.6-23.8	2	0.27	96.43				
23.8-24.0	2	0.27	96.7				
24.0-24.2	-	-	-				

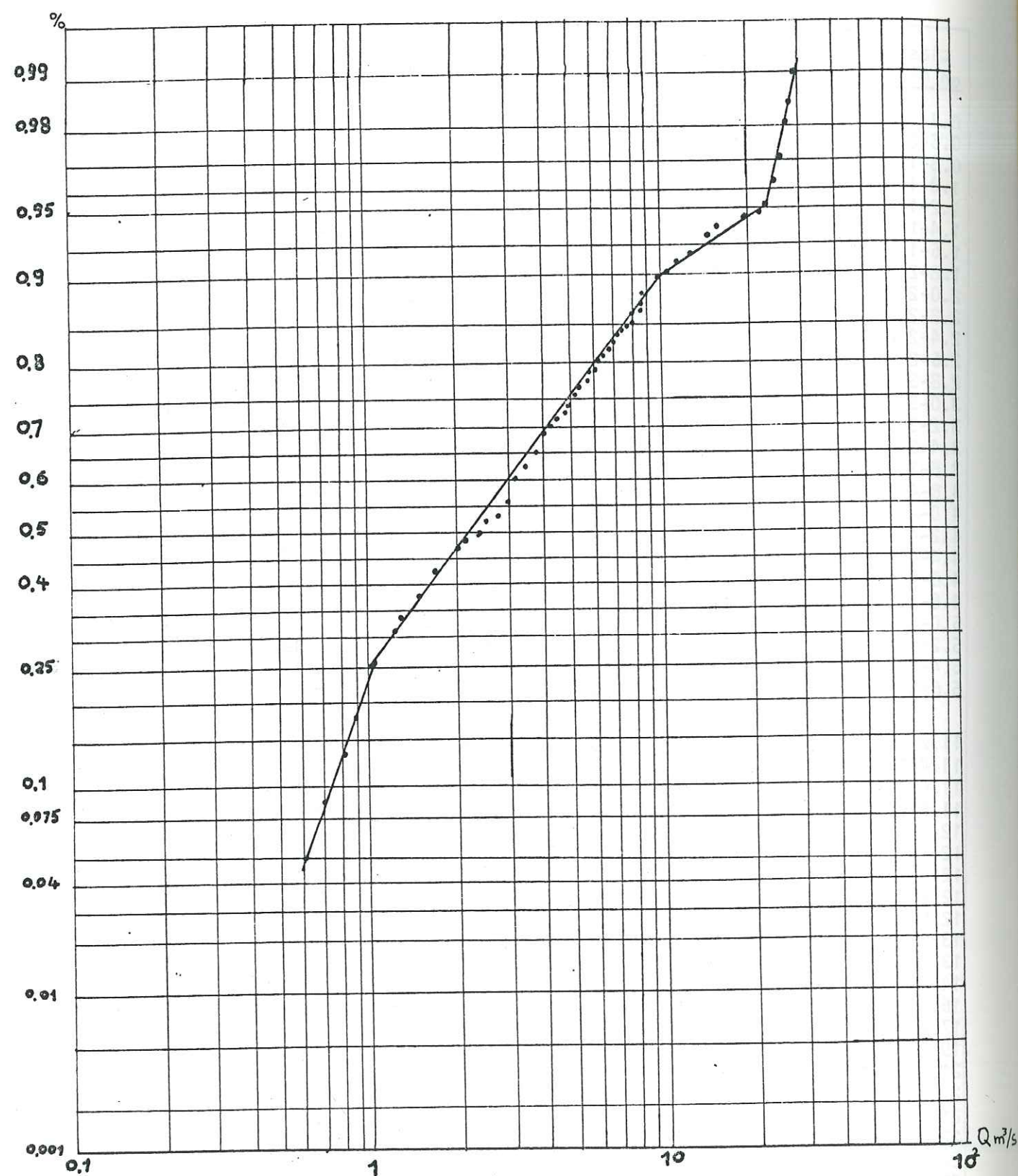


Figure 410 : Distribution des fréquences cumulées de débits de la source Mara (1.10.1984-30.09-1086) Papier Gausso-logarithmique

- la pente de la droite change à l'intersection de l'axe des 0.90 % avec une pente différente pour les débits au-dessous de $10 \text{ m}^3/\text{s}$.

- on observe aussi une autre cassure pour les débits au-dessus de $23 \text{ m}^3/\text{s}$.

La deuxième cassure est peut-être due à l'estimation des grands débits par l'équation de la courbe de tarage établie par les débits faibles et moyens.

4.1.5.2 Construction de la courbe de fréquences cumulées des débits classés selon A. MANGIN

On laisse à part les classes qui sont inférieures à $1.2 \text{ m}^3/\text{s}$ et on recalcule les fréquences cumulées (tableau 47) pour les classes restantes. On construit ensuite la courbe des fréquences cumulées sur le diagramme de MANGIN (figure 411).

A. MANGIN pour construire ce diagramme a utilisé en abscisses une échelle soit logarithmique soit arithmétique et en ordonnées l'échelle de probabilité soit calculée à partir de la relation

$$F(x) = \frac{2}{2n} \cdot \int_0^x e^{-\frac{u^2}{2}} \cdot du$$

soit à partir du tableau 48 fait par A. MANGIN.

Finalement, l'analyse selon la méthode de A. MANGIN présente plus clairement une cassure de la droite des fréquences des débits classés.

Nous pouvons dire que le massif karstique de Mara reçoit une alimentation secondaire lorsque le débit est supérieur à $8 \text{ m}^3/\text{s}$. Ceci est vrai parce que l'on a observé que les jours d'écoulement du torrent de Nevrokopi sont identiques à ceux pour lesquels on a des débits supérieurs à $8 \text{ m}^3/\text{s}$ à Mara. En même temps, il y a fonctionnement d'une source de trop-plein mais qui ne peut pas compenser totalement l'influence du torrent.

Tableau 4.5 : Fréquence des débits classés mesurés à la source Mara supérieurs à 1,2 m³/s.
Période du 1er octobre 1984 au septembre 1986

Classes en m ³ /s	Nombre de jours	fx	fx	Classes en m ³ /s	Nombre de jours	fx	fx
1.2-1.4	67	12/16	12.16	6.8-7.0	1	0.73	76.12
1.4-1.6	24	4.36	16.52	7.0-7.2	7	1.27	77.39
1.6-1.8	35	6.35	22.87	7.2-7.4	4	0.73	79.03
1.8-2.0	33	6.00	28.87	7.4-7.4	5	0.91	78.3
2.0-2.2	11	1.99	30.86	7.6-7.8	4	0.73	79.76
2.2-2.4	13	2.36	33.22	7.8-8.0	5	0.91	80.67
2.4-2.6	16	2.90	36.12	8.0-8.2	3	0.54	81.24
2.6-2.8	15	2.72	38.84	8.2-8.4	3	0.54	81.78
2.8-3.0	12	2.18	41.02	8.4-8.6	5	2.00	83.78
3.0-3.2	35	6.35	47.37	8.6-8.8	3	0.54	84.32
3.2-3.4	15	2.72	49.64	8.8-9.0	1	0.18	84.5
3.4-3.6	16	2.90	52.54	9.0-9.2	5	0.91	85.41
3.6-3.8	12	2.18	54.72	9.4-9.6	1	0.18	85.59
3.8-4.0	21	3.81	58.53	9.8-10.0	1	0.18	85.77
4.0-4.2	8	1.45	59.98	10.2-10.4	1	0.18	85.95
4.2-4.4	3	0.54	60.52	10.4-10.6	1	0.18	86.13
4.4-4.6	7	1.27	61.79	10.6-10.8	1	0.18	86.31
4.6-4.8	9	1.63	63.42	11.2-11.4	8	1.45	87.76
4.8-5.0	8	1.45	64.87	11.6-11.8	2	0.36	88.12
5.0-5.2	15	2.72	67.59	11.8-12.0	7	1.27	89.39
5.2-5.4	6	1.09	68.69	12.0-12.2	2	0.36	89.76
5.4-5.6	1	0.18	68.86	12.2-12.4	1	0.18	89.93
5.6-5.8	5	0.91	69.77	12.4-12.6	3	0.54	90.47
5.8-6.0	-	-	-	12.6-12.8	1	0.18	90.65
6.0-6.2	4	0.56	-	12.8-13.0	1	0.18	90.85
1.2-6.4	2	0.36	-	13.0-13.2	8	1.45	92.28
6.4-6.6	13	2.36	-	13.2-13.4	1	0.18	92.46
6.6-6.8	2	-	-				
14.6-14.8	5	0.91	93.37				
16.0-16.2	2	0.36	93.73				
17.2-17.4	1	0.18	93.91				
19.8-20.0	1	0.18	94.08				
21.1-21.4	1	0.18	94.27				
21.8-22.0	1	0.18	94.45				
22.0-22.2	1	0.18	94.63				
22.6-22.8	1	0.18	94.81				
23.0-23.2	3	0.54	95.35				
23.2-23.4	3	0.54	95.50				
23.6-23.8	2	0.36	95.86				
24.0-24.2	2	0.36	96.21				
24.6-24.8	3	0.54	96.75				
25.0-25.2	2	0.36	97.11				
25.2-25.4	2	0.36	97.46				
25.5-25.6	1	0.18	97.64				
25.6-25.8	7	1.27	98.88				
26.0-26.2	9	1.63	100.00				

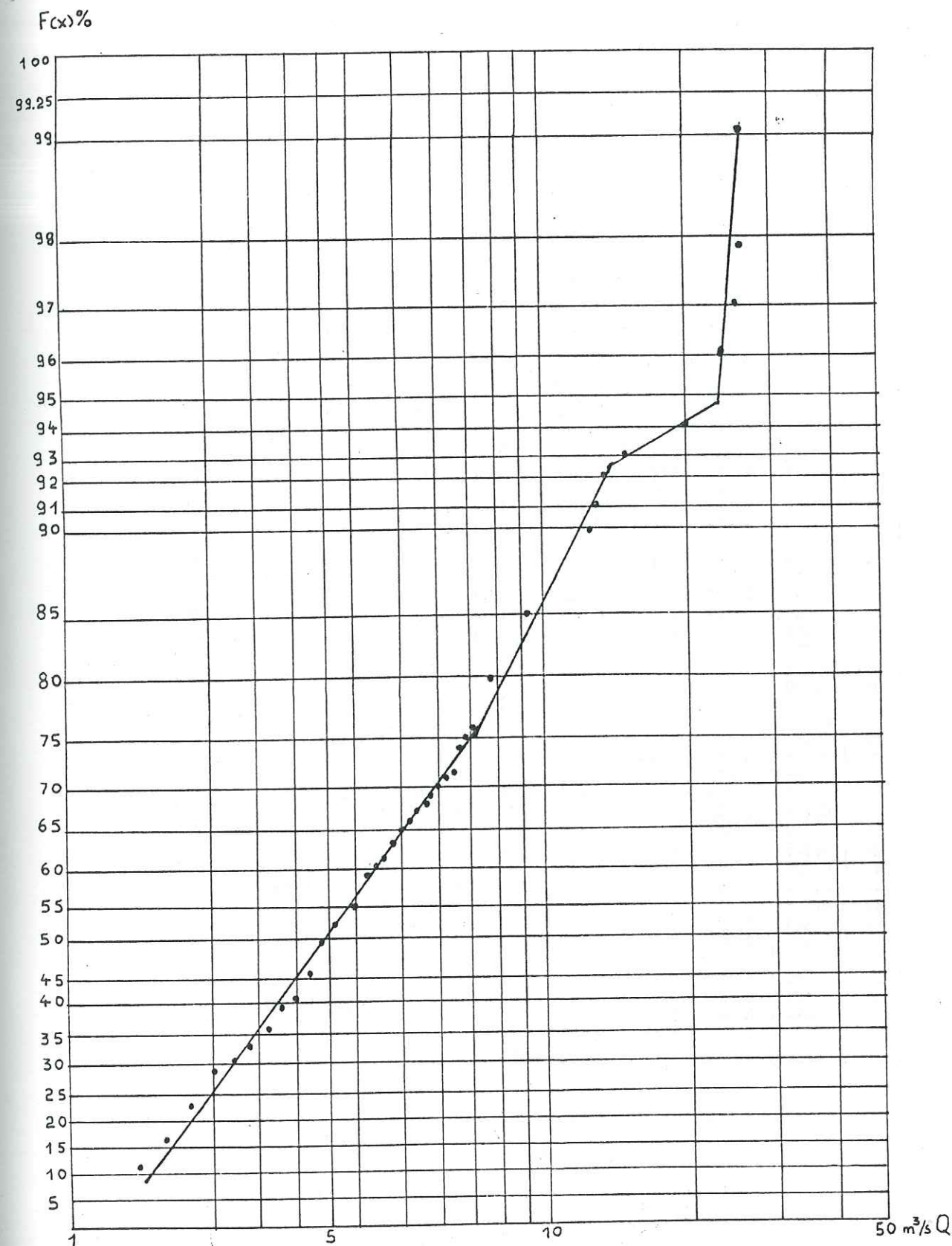


Figure 4.1 : Distribution des fréquences cumulées des débits de la source Mara - Méthode A. MANGIN

F(x) en %	,0	,25	,50	,75	F(x) en %	,0	,25	,50	,75
1	0,013	0,017	0,019	0,022	51	0,690	0,694	0,698	0,702
2	0,025	0,029	0,032	0,035	52	0,706	0,710	0,714	0,718
3	0,038	0,041	0,044	0,047	53	0,723	0,727	0,731	0,735
4	0,050	0,053	0,056	0,059	54	0,739	0,743	0,747	0,751
5	0,063	0,066	0,069	0,072	55	0,756	0,760	0,764	0,768
6	0,075	0,078	0,082	0,085	56	0,772	0,776	0,781	0,785
7	0,088	0,091	0,094	0,097	57	0,789	0,793	0,798	0,802
8	0,101	0,103	0,107	0,110	58	0,807	0,811	0,815	0,819
9	0,113	0,116	0,119	0,123	59	0,824	0,828	0,833	0,837
10	0,126	0,129	0,132	0,135	60	0,842	0,846	0,851	0,855
11	0,138	0,142	0,145	0,148	61	0,860	0,864	0,869	0,873
12	0,151	0,154	0,157	0,160	62	0,875	0,883	0,887	0,892
13	0,164	0,167	0,170	0,173	63	0,897	0,901	0,906	0,911
14	0,177	0,180	0,183	0,186	64	0,915	0,920	0,925	0,930
15	0,189	0,192	0,196	0,199	65	0,935	0,939	0,944	0,949
16	0,202	0,205	0,208	0,212	66	0,954	0,959	0,964	0,969
17	0,215	0,218	0,221	0,224	67	0,974	0,979	0,984	0,989
18	0,228	0,231	0,234	0,237	68	0,995	1,000	1,005	1,010
19	0,241	0,244	0,247	0,250	69	1,015	1,020	1,026	1,031
20	0,253	0,257	0,260	0,263	70	1,037	1,042	1,047	1,052
21	0,267	0,270	0,273	0,276	71	1,058	1,064	1,069	1,075
22	0,280	0,283	0,286	0,289	72	1,081	1,086	1,092	1,097
23	0,293	0,296	0,299	0,302	73	1,103	1,109	1,115	1,120
24	0,306	0,309	0,312	0,315	74	1,126	1,132	1,138	1,144
25	0,319	0,322	0,325	0,328	75	1,150	1,156	1,163	1,169
26	0,332	0,335	0,339	0,342	76	1,175	1,181	1,188	1,194
27	0,345	0,349	0,352	0,355	77	1,200	1,207	1,213	1,220
28	0,359	0,362	0,365	0,368	78	1,227	1,233	1,240	1,246
29	0,372	0,375	0,379	0,382	79	1,254	1,260	1,267	1,274
30	0,385	0,389	0,392	0,395	80	1,282	1,289	1,296	1,303
31	0,399	0,402	0,406	0,409	81	1,311	1,318	1,326	1,333
32	0,413	0,416	0,419	0,423	82	1,341	1,348	1,356	1,364
33	0,426	0,430	0,433	0,436	83	1,373	1,380	1,388	1,396
34	0,440	0,443	0,447	0,450	84	1,405	1,413	1,422	1,430
35	0,454	0,457	0,461	0,464	85	1,440	1,448	1,457	1,466
36	0,468	0,471	0,475	0,478	86	1,476	1,485	1,495	1,504
37	0,482	0,485	0,489	0,492	87	1,514	1,524	1,534	1,544
38	0,496	0,500	0,503	0,506	88	1,555	1,565	1,576	1,587
39	0,510	0,514	0,517	0,521	89	1,598	1,610	1,621	1,632
40	0,525	0,528	0,532	0,535	90	1,645	1,657	1,670	1,682
41	0,539	0,543	0,546	0,550	91	1,695	1,709	1,722	1,736
42	0,554	0,557	0,561	0,564	92	1,751	1,765	1,780	1,795
43	0,568	0,572	0,576	0,579	93	1,812	1,828	1,845	1,862
44	0,583	0,587	0,590	0,594	94	1,881	1,899	1,919	1,938
45	0,598	0,602	0,605	0,609	95	1,960	1,982	2,01	2,03
46	0,613	0,617	0,620	0,624	96	2,05	2,08	2,11	2,14
47	0,628	0,632	0,636	0,639	97	2,17	2,20	2,24	2,28
48	0,644	0,647	0,651	0,655	98	2,33	2,38	2,43	2,49
49	0,659	0,663	0,667	0,671	99	2,58	2,67	2,81	3,01
50	0,675	0,678	0,682	0,686	99,9	3,29	3,37	3,45	3,66
					99,99	3,89	3,96	4,06	4,22

Tableau 4.8 - Valeurs de x en fonction de F(x) en pourcentage d'après la relation

$$F(x) = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \cdot \int_0^x e^{-\frac{u^2}{2}} \cdot du$$

Exemple d'utilisation de la table pour $F(x) = 5,50 \%$, $x = 0,009$
pour $x = 0,409$, $F(x) = 31,75 \%$.

(Extrait de A.MANGIN - 1975 [12])

La deuxième cassure est due au trop-plain d'une source qui fonctionne 5 mètres à l'est de la sortie de la source principale de Mara et qu'on a observé au cours de son fonctionnement pendant la période de très forts débits.

4.1.6 Conclusions

L'étude des courbes de tarissement nous a permis de mettre en évidence la décroissance des débits suivant deux coefficients : l'un qui montre que la vidange pendant la décrue se fait par des chenaux et des fissures et l'autre qui montre que la vidange à l'étiage ne se fait que par les fissures.

La variation des coefficients ε et η ne sont pas considérables dans les trois cas examinés d'étiage et montrent un milieu assez homogène dans lequel on peut dire qu'il n'y a qu'une seule loi d'infiltration mais avec un débit q limité entre 0.18 et 2.2 m³/s.

La courbe des débits classés a confirmé ce qu'on savait sur l'alimentation supplémentaire du massif par le torrent de Nevrokopi ainsi que le fonctionnement lors des très forts débits d'un autre exutoire que celui de la source observée ou un déversement dans la nappe voisine.

4.2 Bilan hydrologique

En tenant compte de la relation

$$P = E + I + R + \Delta V$$

avec P = précipitations

E = Evapotranspiration

R = Ruissellement

V = Variation des réserves

et à partir des résultats obtenus par les calculs de P et de E nous pouvons trouver les relations entre les différents termes du bilan hydrologique.

Nous constatons qu'il n'y a pas de réserves permanentes dans le système de la source de Mara. Nous n'avons pas de variations des réserves d'une année à l'autre et par conséquent : $V = 0$

Nous avons calculé :

période 1950-1960		années 1984-1985		années 1985-1986		
167.1	10^6 m^3	98.4	10^6 m^3	200.0	10^6 m^3	A
51.8	10^6 m^3	20.9	10^6 m^3	99.8	10^6 m^3	B
38.0	10^6 m^3	32.2	10^6 m^3	39.11	10^6 m^3	C

A = volume d'eau total écoulé de la source Mara

B = volume d'eau d'alimentation du massif sud-ouest de Falacron par les gouffres

C = volume d'eau d'alimentation du massif sud-ouest de Falacron par l'infiltration directe

Pour chaque période, nous avons observé que le terme A est toujours plus grand que B + C. Nous pouvons dire que le bassin de la source Mara (partie sud-ouest du Falacron) reçoit une alimentation souterraine supplémentaire en plus de celle provenant des gouffres et des précipitations.

Nous avons trouvé que pour les périodes 1984-1985 et 1950-1960, B + C est égal à 54 % de A mais pour l'année 1985-1986 ce pourcentage est de 70 %. On peut penser soit que les forts débits de la source Mara ont été sous-estimés pendant cette période 1985-1986, soit que les fortes précipita-

tions sur le bassin du sud-ouest du Falacron ont saturé les fissures des marbres de telle sorte que les apports qui se faisaient naturellement vers la source Mara ont été détournés partiellement vers d'autres secteurs.

C H A P I T R E 5

CARACTERISTIQUES PHYSICO CHIMIQUES

HYDROCHIMIE

5.1 ETUDE HYDROCHIMIQUE

L'analyse des paramètres physico-chimiques des eaux des exutoires d'un système karstique aide à mieux connaître cet aquifère.

Les données hydrochimiques dépendent de la nature des roches traversées, du temps de séjour des eaux, des conditions d'émergence.

Nous allons utiliser ces données pour classifier en familles les sources d'un même massif karstique et avec leur évolution dans le temps collecter des renseignements sur la structure et le fonctionnement du système karstique étudié.

5.2 LES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES

5.2.1 La température

- Les eaux en traversant un massif rocheux vont se mettre en équilibre avec la roche qu'elles traversent. Mais cette roche présente des températures différentes selon la verticale parce qu'elle est sous l'influence thermique du flux solaire et du flux géothermique.

Alors selon le niveau de la circulation dans la roche les eaux acquièrent une température différente mais les eaux karstiques présentent les particularités (C. ANDRIEUX, 1976) suivantes :

- Pendant l'étiage les eaux présentent un gradient thermique près de l'exutoire à cause de leur faible vitesse d'écoulement mais leur température n'est pas la température d'équilibre de la zone noyée (dans le cas où le karst est bien développé à la sortie).

- Pendant le reste de l'année, les températures sont les résultats du mixage des eaux qui arrivent à l'exutoire par la zone noyée et par l'infiltration (rapide ou lente).

Comme valeurs de référence pour notre étude nous avons pris la moyenne annuelle des températures de l'air à Drama

14.8°C (1964-81), Nevrokopi 11°C (1964-83), à l'extérieur de la grotte Mara 12.36°C (1984-86) et à l'intérieur de la grotte 12.52°C (1984-86).

Les sources

5.2.1.1. Mara

Cette source présente une température de 11.49°C un peu plus faible d'environ 1°C que la température de l'air à l'extérieur et à l'intérieur de la grotte. Cette différence reste constante d'une année sur l'autre. Elle présente une température plus élevée de 0.5°C que la température de Nevrokopi. On peut en déduire que le parcours se fait en profondeur et que vers la sortie le système karstique étant très développé (grotte) les échanges thermiques sont plus faciles. La température moyenne des eaux approche alors la température moyenne de l'air.

5.2.1 2. Ochire

Il n'y a pas beaucoup de mesures pour avoir des résultats valables mais la température de cette source est environ 11°C. On admettra donc que ses eaux ont un parcours long et profond.

5.2.1 3. Panorama

Sa température de 11.5°C montre des eaux qui ont fait un parcours long et profond en tenant compte que la température moyenne annuelle à Nevrokopi est de 11°C.

5.2.1 4. Forages

Les températures des eaux de forages mesurées le 10 Avril 1985 sont comprises entre 16.5°C et 18°C et pour les forages qui pénètrent dans les marbres sont de 17°C. La température d'Avril est de 11.58°C à l'extérieur de la grotte et 12.4°C à Drama. On s'aperçoit que les eaux ont des températures très élevées même par rapport aux moyennes (mensuelle, annuelle). On en conclut, que leurs trajets souterrains sont très profonds.

TABLEAU 51 : Températures moyennes mensuelles (années 1984-1986) de la source Mara, de l'air de la grotte Mara et de l'air de l'extérieur.

La source Mara : T° C

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne
1984	6.21	7.36	8.52	11.5	12.67	12.23	12.5	12.76	13°C	13°C	12.37	12.27	10.96°C
1985	9.89	9.91	10.41	9.56	12.98	13.18	13°C	13°C	13°C	13°C	13°C	11.56	11.87°C
1986	10.71	6.70	8.55	11.75	11.61	13.87	12.05	12.95	13°C	13°C	13°C	12.5	11.64°C
Moyenne	8.94	7.77	9.16	10.94	12.44	12.12	12.52	12.90	13°C	13°C	12.79	12.11	11.49°C

La grotte Mara : T° C

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne
1984	8.6	8.57	9.1	11.77	12.98	13.00	13.00	13.35	14.00	13.90	13.87	12.21	12.03°C
1985	10.63	10.54	10.94	12.67	13.65	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	12.65	12.92°C
1986	12.10	7.57	9.55	13.20	13.07	13.87	13.94	14.00	14.00	14.00	14.00	12.01	12.61°C
Moyenne	10.44	8.76	9.86	12.55	13.23	13.62	13.65	13.78	14.00	13.97	13.96	12.29	12.52°C

L'air T° C

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne
1984	6.00	4.5	6.84	10.27	12.15	15.65	18.45	20.39	20.47	15.36	8.7	3.42	11.85°C
1985	5.00	2.02	6.95	12.73	16.69	17.07	18.65	19.58	17.07	10.90	9.53	5.03	11.78°C
1986	5.06	4.64	7.81	11.73	16.23	18.63	25.71	24.39	18.93	14.84	9.23	4.3	13.46°C
Moyenne	5.36	3.72	7.2	11.58	15.02	17.12	20.94	21.45	18.82	13.7	9.15	4.25	12.36°C

5.2.1 5. Source temporaire de Mara

En Avril, sa température est de 13.8°C . Ceci prouve que ce sont des eaux provenant d'une circulation profonde. Il s'agit d'une source de trop plein du système karstique car au même moment la température de Mara était de 15°C .

5.2.1 6. Source de Drama

La température moyenne de cette source est de 15.2°C un peu plus élevée ($+0.5^{\circ}\text{C}$) que la température moyenne de l'air à Drama. C'est une indication que l'écoulement se fait à grande profondeur dans le massif du Falacron.

5.2.1 7. Source de Milopotamos

Pendant son fonctionnement les eaux de la source (du 10.3.1987 au 7.7.1987) ont une température de 15.6°C , c'est à dire 0.8°C plus élevée que la température moyenne de l'air mais un peu plus faible environ 1°C que la température moyenne de l'air pour la même période. Même ici l'écoulement se fait en profondeur dans les marbres, mais quand les eaux arrivent au niveau conglomératique s'influence par la température de l'air.

Pendant le fonctionnement du forage au début jusqu'à la fin de l'étiage la température moyenne est de 16.61°C mais dès que la période pluvieuse commence la température baisse immédiatement ce qui montre l'influence rapide des infiltrations.

5.2.1.8 Fluctuations des températures

La figure 1 présente les fluctuations de températures mensuelles de la source Mara, de l'air à l'intérieur de la grotte et de l'air à l'extérieur (d'après les données du tableau 51).

On remarque qu'il y a toujours une différence de 1°C entre la température de la grotte (plus élevée) et celle de l'eau. Cette différence reste constante presque

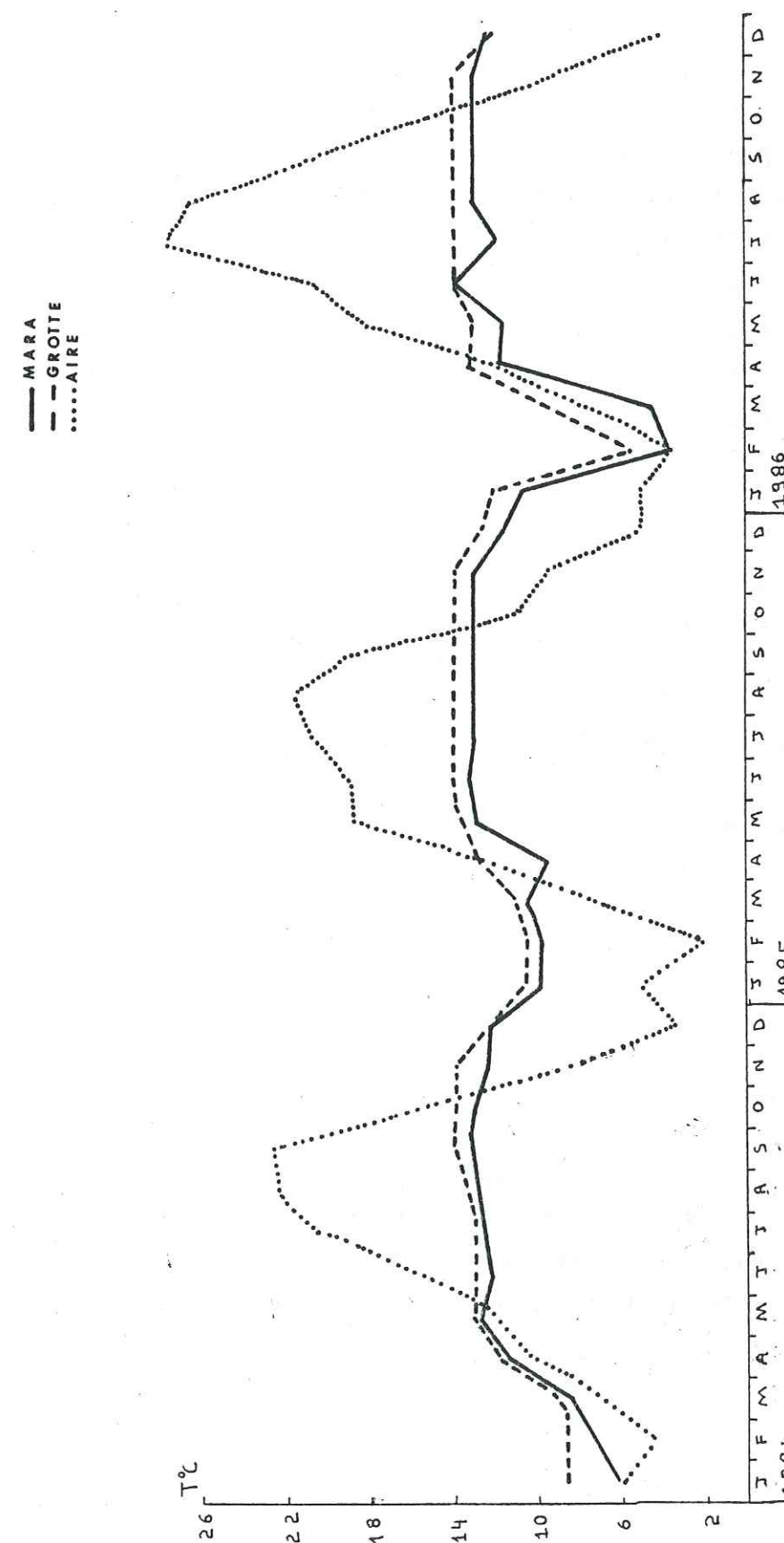


Figure 51 : Température mensuelle de la source Mara de la grotte et de l'air

pendant toute l'année.

A partir de Novembre la température des eaux baisse et elle garde le même niveau en Mai. Ensuite, elle reste pratiquement constante. En 1986, l'abaissement était plus grand parce qu'on a eu une très longue période d'étiage suivie de pluies intenses et de chutes de neige.

Les valeurs mensuelles sont obtenues d'après des observations journalières. On a sélectionné trois événements d'abaissement de la température des eaux en fonction (fig.52) de l'augmentation du débit sous l'effet de la pluie.

1er. Le débit augmente après une longue période d'étiage. La température baisse de 1°C en 36 heures environ.

2eme. Le débit augmente mais il y a déjà quelques jours avant une légère augmentation progressive. Ici la température des eaux baisse pratiquement en même temps que le débit augmente.

3eme. Le débit augmente en même temps que la température diminue. Pendant quelques jours avant on a eu une légère augmentation du débit mais la température restait constante.

Finalement les eaux d'infiltration atteignent rapidement l'exutoire (36 heures après l'étiage et en quelques heures pendant la période pluvieuse).

L'abaissement ou l'augmentation de la température se fait en palier qui ne dépasse pas le 1°C sur 24 heures. On peut dire qu'on a un mélange des eaux qui existaient et les eaux qui arrivent.

5.2.1.9 Evolution de la $T^{\circ}\text{C}$ pendant un cycle hydrologique

D'après les mesures du tableau 52 on a construit les courbes de la figure 53. La source Mara présente une variation de 6°C . La source Milopotamos présente une variation de 1°C mais quand le forage fonctionne et que les eaux d'infiltration arrivent, après une période longue d'étiage la température baisse de 6.5°C . La température des eaux de la source de Drama montre une fluctuation légère de 2°C .

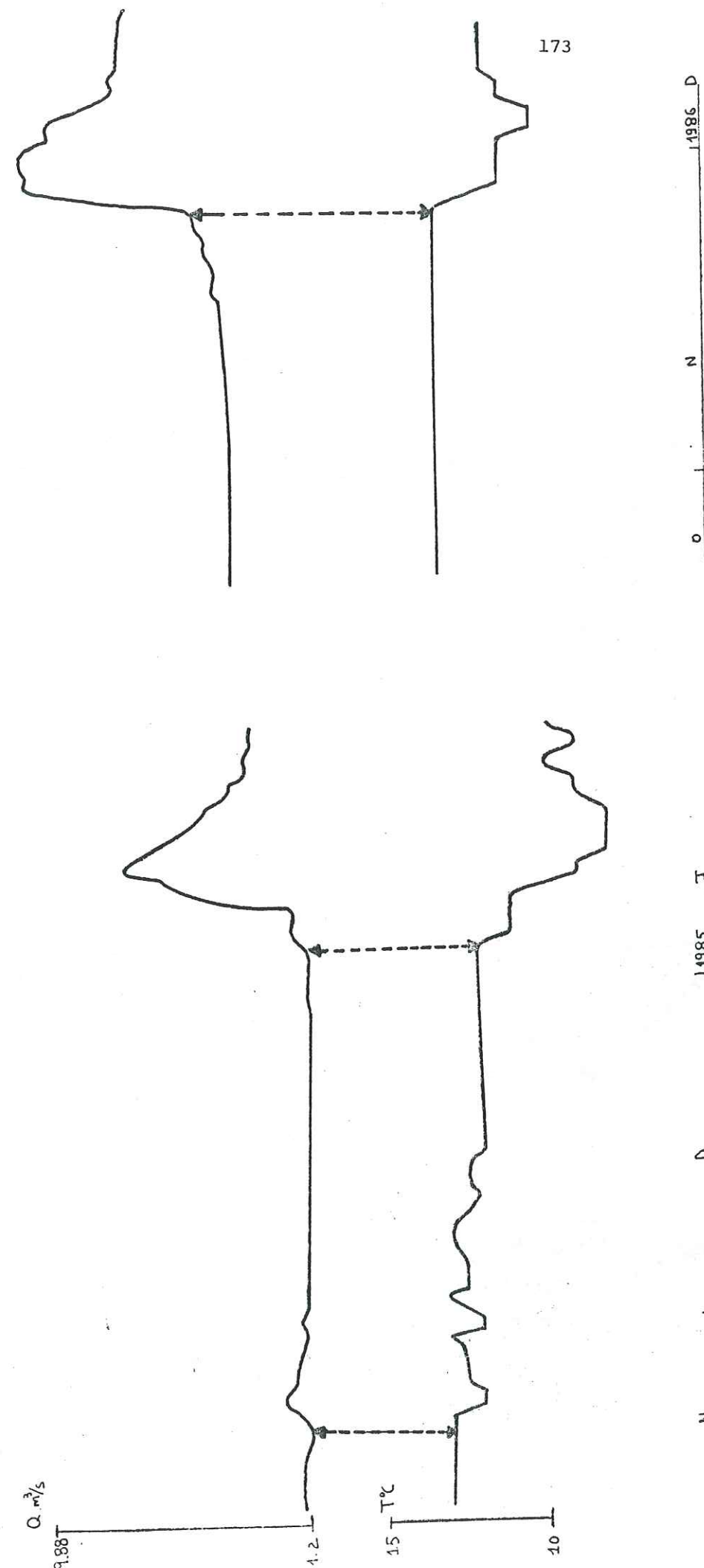


Figure 52 : Trois événements d'abaissement de la température des eaux en fonction de l'augmentation du débit -source Mara

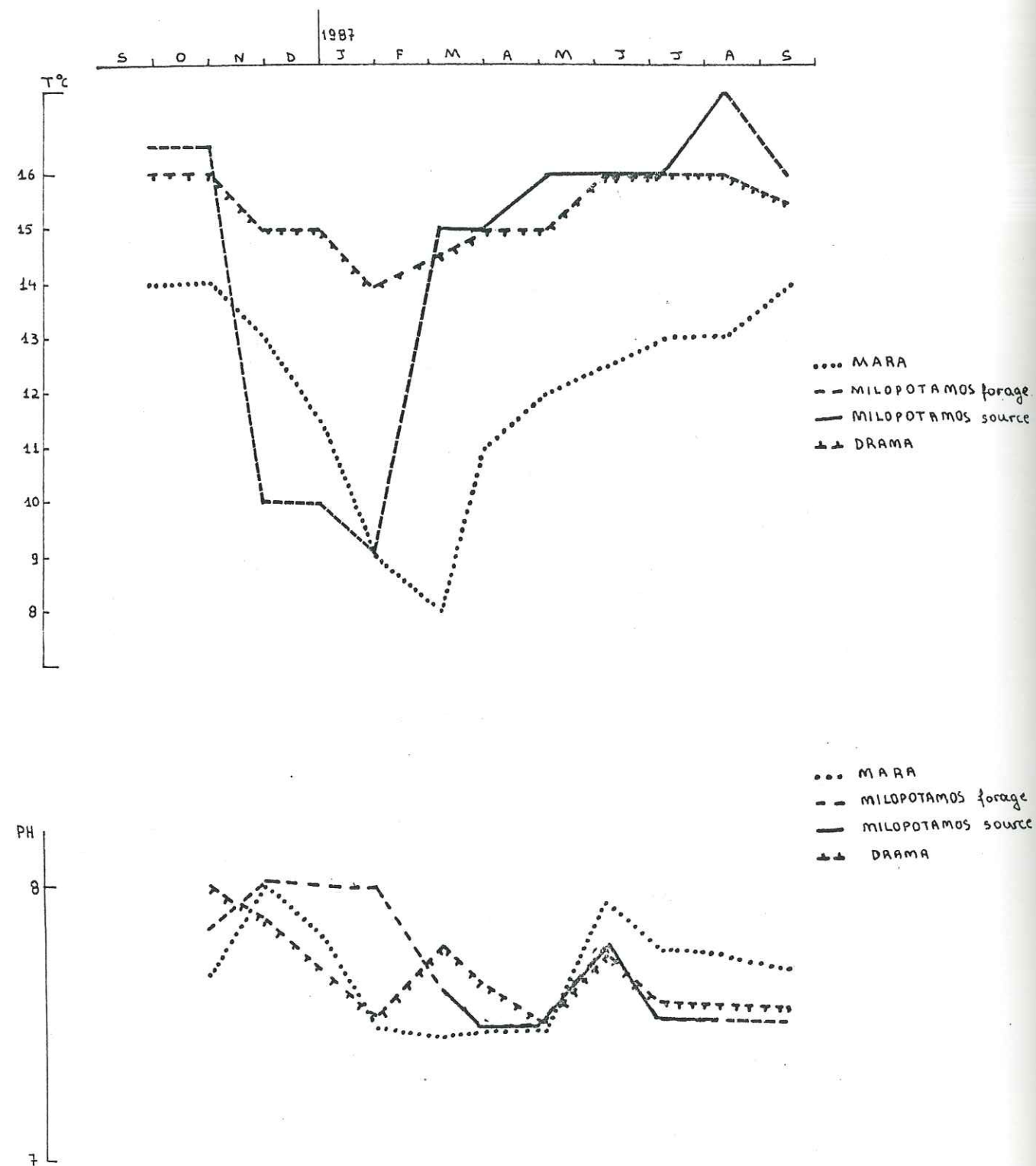


Figure 53 : Evolution de T°C et de pH des sources Mara, Milopotamos, Drama

Tableau 52 : Température en °C des sources Mara, Milopotamos, Drama

Date	Mara	Milopotamos	Drama
26.9.86	14°	16.5 ^f	16
1.11.86	14	16.5 ^f	16
1.12.86	13	10 ^f	15
2.01.86	11.5	10 ^f	15
1.02.86	9	9 ^f	14
13.03.87	8	15 ^s	14.5
1.04.87	11	15 ^s	15
3.05.87	12	16 ^s	15
10.06.87	12.5	16 ^s	16
7.07.87	13	16 ^s	16
9.08.87	13	17.5 ^f	16
15.09.87	14	16 ^f	15.5
Moyenne	12.1	14.5 13.6 ^f 15.6 ^s	15.2

5.2.2 Le pH

C'est le cologarithme de la concentration en ions H_3O^+ et les mesures ont été faites au laboratoire.

Le PH moyen des sources (année 1986-1987)

Source	pH moyen	Source	pH
Mara	7.69	Milopotamos ^s	7.58
Ochiro	7.74	Milopotamos ^f	7.83
Panorama	7.71	Drama	7.69

Toutes les sources ont un pH voisin de 7.7 sauf la source de Milopotamos qui présente une petite diminution quand les eaux sortent directement et une légère augmentation quand les eaux proviennent du pompage.

Tableau 53 : Valeurs du pH des sources Mara, Milopotamos, Drama, mesurés au laboratoire

Date	Mara	Milopotamos	Drama
1.11.86	7.68	7.85 ^f	8.0
1.12.86	8.04	8.12 ^f	7.89
2.01.87	7.82	8.0 ^f	7.70
1.02.87	7.48	8.0 ^f	7.53
10.03.87	7.45	7.61 ^s	7.79
1.04.87	7.47	7.47 ^s	7.63
3.05.87	7.47	7.51 ^s	7.51
10.06.87	7.94	7.78 ^s	7.76
7.07.87	7.77	7.52 ^s	7.58
9.08.87	7.75	7.51 ^f	7.58
15.09.87	7.75	7.50 ^f	7.57
Moyenne	7.69	7.72 7.83 ^f 7.58 ^s	7.69

La figure 53 présente l'évolution du pH des trois sources. Ils ne changent pas beaucoup dans le temps sauf vers le mois de Novembre 1986 où on observe une augmentation vers le 8 parce qu'on est là à la fin d'une très longue période d'étiage.

Les pH des eaux des forages sont compris entre 7.6 et 7.89 sauf le n° 10352 où le pH est de 8.29.

5.2.3 La conductivité et la minéralisation

La conductivité des eaux est un paramètre physique lié à la quantité et à la nature des sels (minéralisation

Tableau 54 : Conductivité en $\mu\text{S cm}^{-1}$ à 25°C

Date	Mara	Sources	
		Milopotamos	Drama
4.04.86	270	450 ^s	410
18.04.86	293	401 ^s	374
2.05.86	262	382 ^s	370
8.06.86	300	401 ^s	384
26.06.86	305	455 ^s	445
22.07.86	280	403 ^s	380
9.08.86	286	469 ^s	386
27.08.86	282	412 ^f	381
26.09.86	291	390 ^f	382
1.11.86	291	390 ^f	382
1.12.86	288	331 ^f	360
2.01.87	276	331 ^f	360
1.02.87	222	306 ^f	361
10.03.87	221	388 ^s	361
1.04.87	205	387 ^s	369
3.05.87	242	430 ^s	358
10.06.87	263	404 ^s	388
7.07.87	267	397 ^s	384
9.08.87	284	424 ^f	382
15.09.87	270	387 ^f	384
Moyenne	270.0	397 s 416 f 374	362.0

totale des eaux) qui y sont dissous. Elle augmente quand la quantité de sels et la température augmentent. Afin de pouvoir comparer les sources entre elles, il faut ramener les mesures à une même température de référence. Nous avons choisi 25°C.

En règle générale, on a effectué les mesures sur le terrain en μScm^{-1} avec une bonne précision. Les mesures faites au laboratoire ont donné des valeurs plus élevées.

La conductivité moyenne des sources en μScm^{-1}

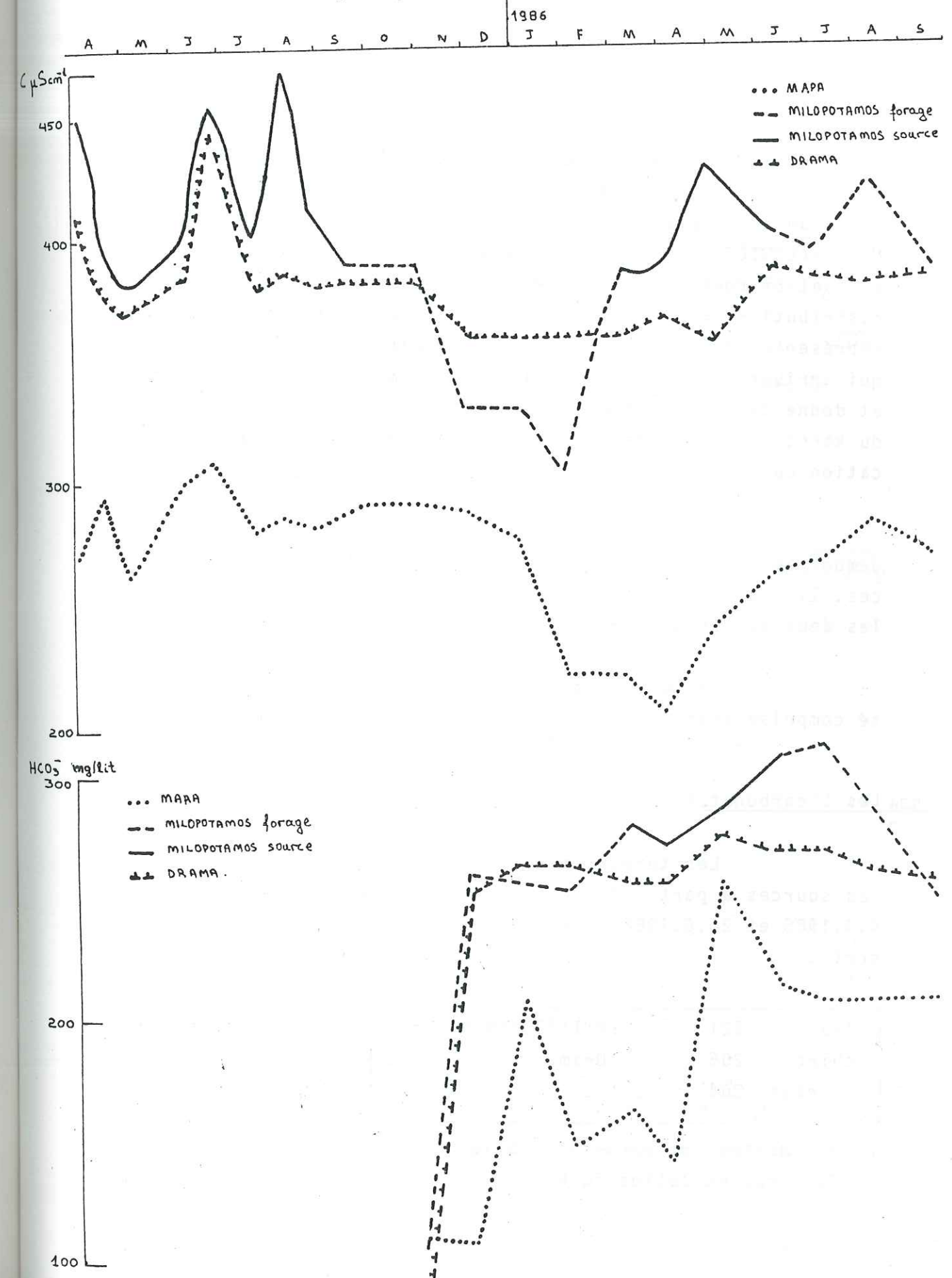
Source	Mesurée au terrain	Mesurée au laboratoire
Mara	270 .0	314
Ochiro	—	293
Panorama	—	315
Milopotamos ^s	416 .0	—
Milopotamos ^f	374 .0	—
Drama	363 .0	428.3

Les eaux de sources Mara, Ochiro, Panoramé sont moins conductrices.

La minéralisation de la source Milopotamos est plus forte parce que ses eaux traversent des terrains poreux. Il en est de même pour les eaux de la source Drama mais la distance de parcours dans les formations poreuses est ici plus courte.

La figure 54 présente l'évolution de la conductivité C° en μScm^{-1} des trois sources Mara, Milopotamos, Drama. L'amplitude des variations à Mara est de 200 jusqu'à 300 μScm^{-1} , et à Milopotamos elle se situe entre 305 et 470 μScm^{-1} . Les fluctuations de conductivité des eaux de la source de Drama sont moindres ce qui prouve une minéralisation plus constante dans le temps. La conductivité évolue entre 358 et 445° μScm^{-1} .

Figure 54 : Evolution des paramètres géochimiques C , HCO_3^- des sources Mara, Milopotamos, Drama



5.2.4 Courbes de distribution des fréquences

A partir des données du tableau 54, on a tracé les courbes de distribution de fréquence des valeurs de la conductivité. C'est une méthode développée par M. BAKALOWICZ (1979) qui dans ses travaux a démontré l'intérêt des courbes de distribution de la minéralisation ou d'un paramètre géochimique qui représente bien les variations saisonnières. M. BAKALOWICZ considère la courbe des variations de la minéralisation comme une fonction aléatoire dont la courbe de distribution suit une loi de probabilité. Cette distribution représente statistiquement les différentes familles d'eaux qui arrivent à l'exutoire (au cours d'un cycle hydrologique) et donne des informations sur la structure, le fonctionnement du karst et après une analyse mathématique sur la quantification du degré de karstification.

Les courbes de distributions de fréquences démontrent l'existence de trois systèmes différents de sources. Il y a une nette séparation entre la source Mara et les deux autres sources du N.E du Falacron (fig.5.5).

Les eaux des forages présentent une conductivité comprise entre $270 \mu\text{Scm}^{-1}$ et $462 \mu\text{Scm}^{-1}$.

5.2.4 Les bicarbonates

Les teneurs moyennes en bicarbonates des eaux des sources à partir des analyses chimiques des 10.10.1985, 4.4.1986 et 26.6.1986 exprimées en milligrammes par litre sont :

Mara	221	Miliopotamos	299
Ochiro	205	Drama	296
Panorama	204		

ce qui montre une bonne séparation entre les sources du N.W de Falacron et celles du N.E de Falacron.

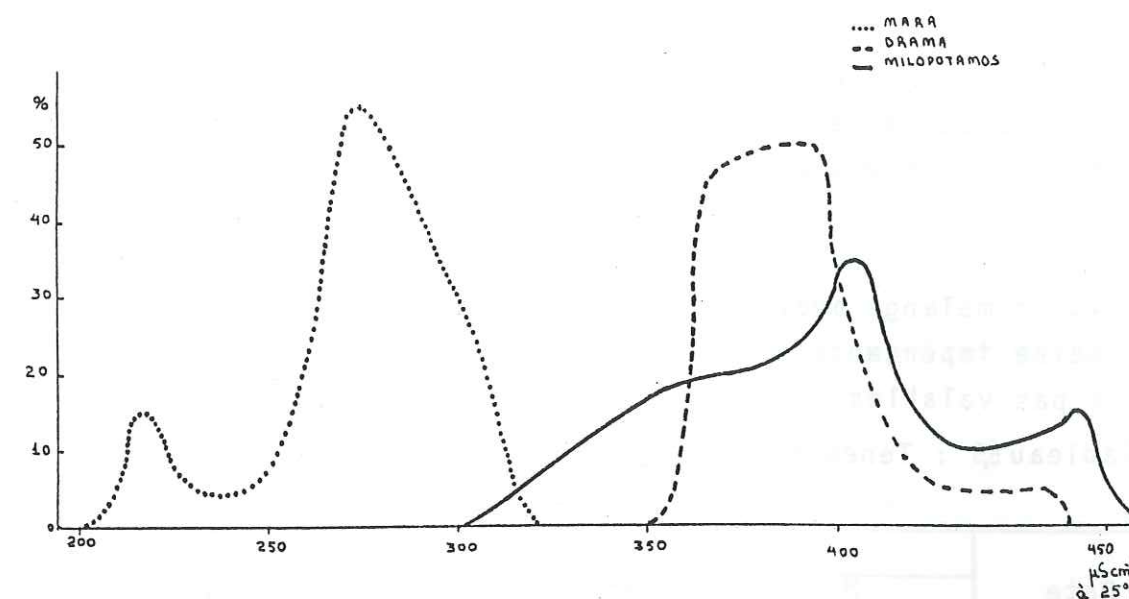


Figure 55 : Courbes de distribution de fréquence des valeurs de la conductivité

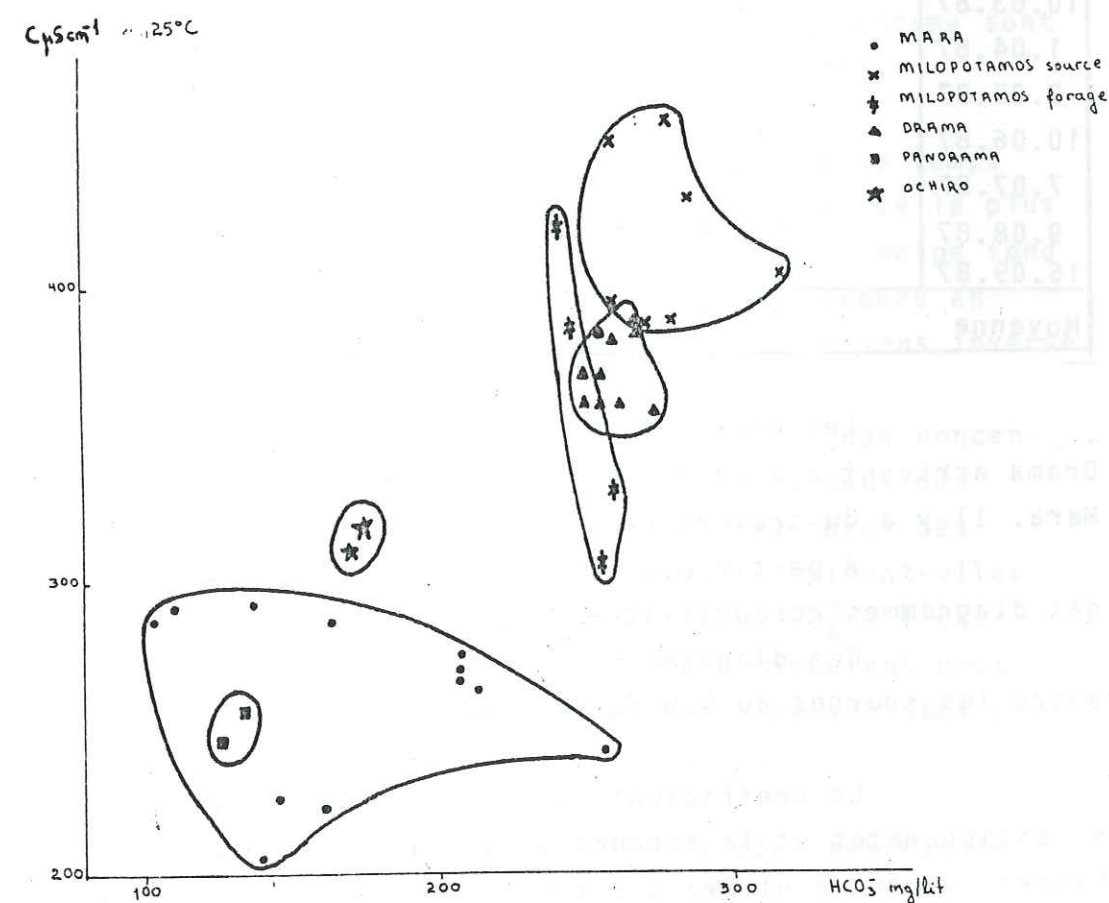


Figure 56 : Diagram me conductivité -teneur en bicarbonates

A partir du tableau 55, on a construit les courbes d'évolution de HCO_3^- (fig. 54) pour un cycle hydrologique. La teneur en HCO_3^- augmente de Novembre jusqu'en Mai puis, elle diminue et comme toujours on a de plus grandes fluctuations à la source Mara qu'à celle de Drama qui présente un meilleur mélange avant l'exutoire avec des réserves d'une certaine importance. Peut-être les mesures du 1.11.1986 ne sont pas valables (erreur du laboratoire).

Tableau 55 : Teneurs de HCO_3^- en mg/lit.

Date	Sources		
	Mara	Milopotamos	Drama
1.11.86	109.8	106.8 ^f	82.4
1.12.86	103.7	259.3 ^f	250
2.01.87	207.4	256 ^f	260
1.02.87	146.4	253.2 ^f	262.3
10.03.87	161.65	180.6 ^s	256.2
1.04.87	140.3	271.5 ^s	256.2
3.05.87	256.2	286.7 ^s	274.5
10.06.87	214.5	217.2 ^s	268.4
7.07.87	207.4	320.0 ^s	268.4
9.08.87	207.4	286.0 ^f	272.0
15.09.87	207.4	247.1 ^f	256.2
Moyenne	178.3	253.1 ^{235^f} ^{275.2^s}	246.1

Les eaux des sources de Milopotamos et de Drama arrivent à l'exutoire plus chargées que celles de Mara. Il y a du travertine dans le secteur de leur sortie.

A partir des tableaux 54 et 55, on a construit des diagrammes conductivité-teneur en bicarbonates (fig. 56).

Ces diagrammes montrent une séparation nette entre les sources du N.W de Falacron et celles du N.E.

Le coefficient de corrélation r entre la teneur en bicarbonates et la conductivité pour les sources Mara, Ochiro, Panorama et Drama est 0.79 mais pour la source Milopotamos r est égal à 0.42 et pour le forage $r = 0.25$.

Le tracé des courbes de distribution de fréquences des teneurs en HCO_3^- (fig. 7) a donné une courbe bimodale pour le système de Mara et des courbes unimodales pour les deux autres systèmes. Le premier système est donc plus complexe. Le système de Drama est intermédiaire entre les deux autres systèmes. Les teneurs en bicarbonates des forages sont comprises entre 170 et 310 mg/lit.

2.5.6 Les sulfates

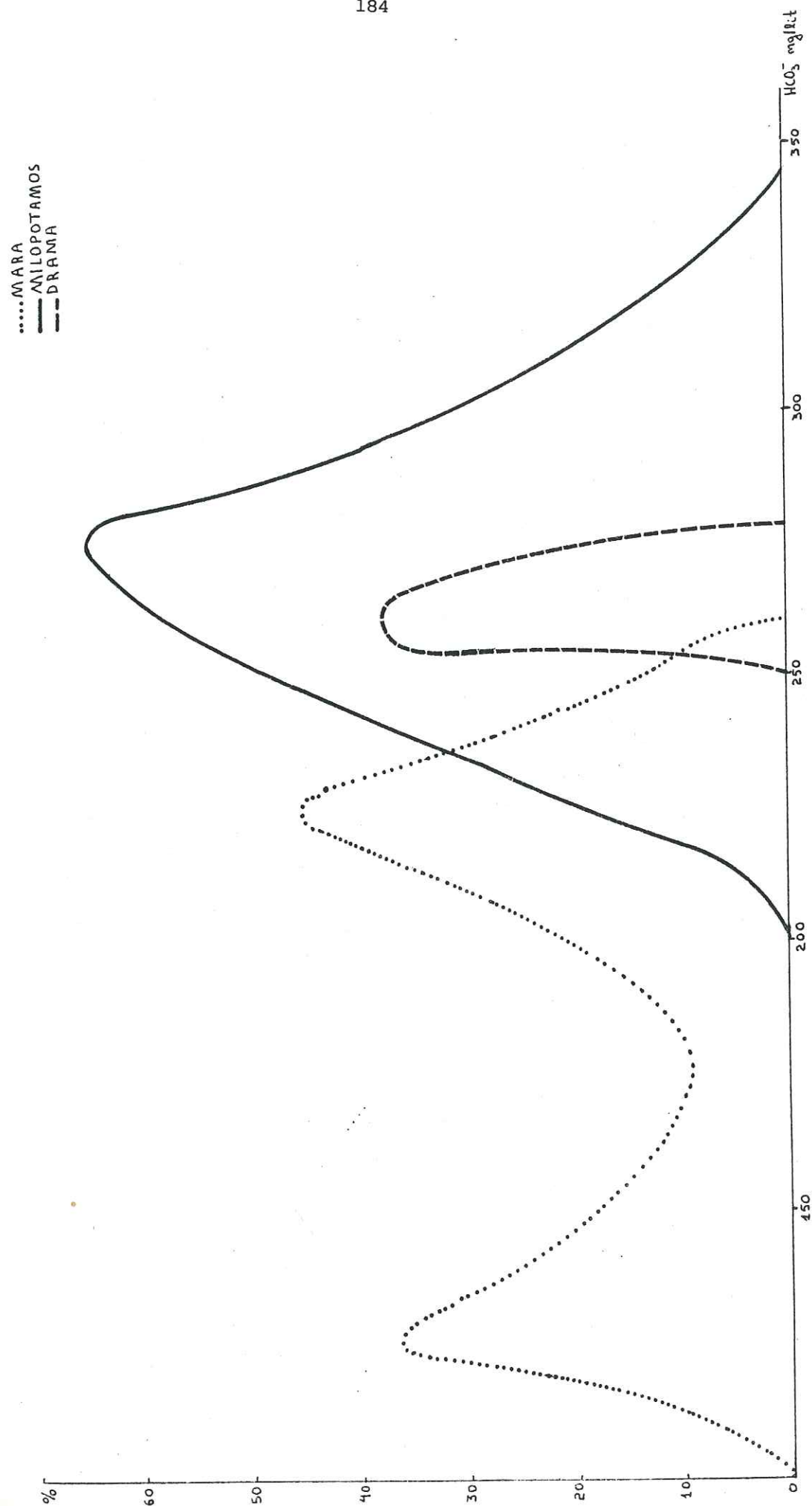
Les sulfates proviennent soit de la dissolution de l'anhydrite CaSO_4 par les pluies acides soit de l'oxydation du soufre des pyrites.

Toutes les sources présentent une assez bonne concentration en sulfates qui est comprise entre 17.7 et 46.4 mg/lit. Celles des sources d'Ochiro et de Panorama sont les plus faibles et celles de Mara les plus fortes.

En ce qui concerne l'évolution dans le temps des teneurs en SO_4^{2-} , de la source de Mara, on observe la plus forte valeur à l'étiage. Elles diminuent quand la neige fond et après les pluies de Juin. Au contraire les teneurs en SO_4^{2-} pour les eaux des autres sources évoluent en sens inverse.

Dans le massif de Falacron, il y a des concentrations de Blinde, Pyrite, Galene (PBG) au contact des marbres avec les schistes-gneiss dans les fractures des marbres. Peut-être les eaux d'infiltration lessivent-elles ces concentrations et amènent-elles des ions SO_4^{2-} à l'exutoire. Les eaux parvenant à la source Mara circulent peut-être au niveau du contact des marbres avec les schistes et gneiss ?

L'ion sulfaté étant l'ion le plus représenté après les ions Ca^{++} et HCO_3^- , on le compare avec l'ion bicarbonaté.

Figure 57 : Coubes de distribution de fréquence des teneurs en HCO_3^-

Résultats des calculs du rapport $\frac{r \text{ SO}_4}{r \text{ Cl}^-}$

Date	Sources				
	Mara	Ochiro	Panorama	Milopotamos	Drama
10.10.85	3.65	9.86	-	7.76	10.79
4.04.86	3.28	6.18	7.37	7.47	6.83
26.06.86	4.16	2.72	4.83	8.85	4.94

Le rapport moyen montre quelles sont les eaux qui traversent des terrains les plus carbonatés avant d'arriver à l'exutoire. Les eaux de forages présentent des teneurs comprises en 16 et 30 mg/lit.

5.2.7 Les chlorures

Les teneurs en chlorures sont comprises entre 3.5 et 7.4 mg/lit. pour les sources et un peu plus élevées pour les eaux des forages qui vont de 5.7 à 8.8 mg/lit. On remarque que la teneur en ion Cl^- pour chaque source reste presque constante dans le temps.

On a calculé le rapport $\frac{r \text{ SO}_4}{r \text{ Cl}^-}$

Date	Sources				
	Mara	Ochiro	Panorama	Drama	Milopotamos
10.10.85	8.73	3.36	-	2.00	2.72
4.04.86	6.4	2.83	2.71	3.33	3.35
26.06.86	5.91	5.4	4.92	4.32	2.6

Ce rapport présente des valeurs exceptionnelles pour la source de Mara ce qui signifie que cette source reçoit de forts apports en sulfates.

5.2.8 Sodium - Potassium

Les teneurs en sodium restent toujours plus élevés que les teneurs en potassium pour toutes les sources et les forages. Leurs limites sont entre 2 et 6 mg/lit. pour le sodium et entre 0.2 et 1.6 mg/lit. pour le potassium (par exception, le forage n° 8625 a une teneur de 3 mg/lit. en K^+).

Les teneurs en sodium et en potassium restent constantes dans le temps pour chaque source.

5.2.8.1 Etude du rapport $\frac{r Na^+}{r Cl^-}$

Date	Sources				
	Mara	Ochiro	Panorama	Milopotamos	Drama
10.10.85	1.18	2.36	-	0.90	0.67
6.04.86	1.7	1.92	0.57	0.95	0.65
26.06.86	1.45	1.73	0.67	0.8	0.45

Les sources Mara et Ochiro présentent un rapport >1 on peut donc dire qu'elles reçoivent des apports en sodium.

Par ailleurs, il convient de rappeler que si le rapport Na/K est toujours plus grand que 1 dans les eaux de nos sources alors qu'il est presque toujours plus petit que 1 dans les roches de la région cela est dû à ce que le sodium provient surtout des eaux de pluie et à ce que le potassium est facilement fixé par les plantes.

5.2.9 Calcium - Magnésium

Les teneurs en ions Ca^{++} évoluent entre 38.1 mg/lit. (Ochiro) et 79.7 mg/lit. (Milopotamos) avec de petites fluctuations mais les teneurs en Ca^{++} des eaux de sources de Drama restent constantes ainsi que celles de la source Panorama.

Les ions Mg^{++} présentent des teneurs de 2.7 mg/lit. (Panorama à 13.30 mg/lit. à Ochiro). Leurs fluctuations sont petites sauf une augmentation lors de l'étiage à Ochiro.

5.2.9.1 Etude du rapport $\frac{r Mg^{++}}{r Ca^{++}}$

Date	Sources				
	Mara	Ochiro	Panorama	Milopotamos	Drama
10.10.85	0.25	0.4	-	0.27	0.15
4.04.96	0.25	0.23	0.057	0.19	0.24
26.06.86	0.19	0.29	0.12	0.21	0.14

Tous les rapports sont <1 .

Il convient de comparer ce rapport à celui observé dans les diverses formations géologiques.

Le rapport $\frac{r Mg^{++}}{r Ca^{++}}$ des formations géologiques.

Marbres blancs	Marbres rubanés	Dolomite	Gneiss	Calc-schistes	Granite
0.032	0.068	0.81	0.18	0.045	0.6

Bien que les rapports observés dans les eaux soient surtout proches de ceux observés sur les gneiss, on peut tout de même penser que les sources étudiées sont inégalement en relation avec les dolomites ou les granites.

5.3 Les faciés chimiques

Toutes les eaux présentent les mêmes faciés chimiques. Elles sont bicarbonatées et sulfatées calciques avec

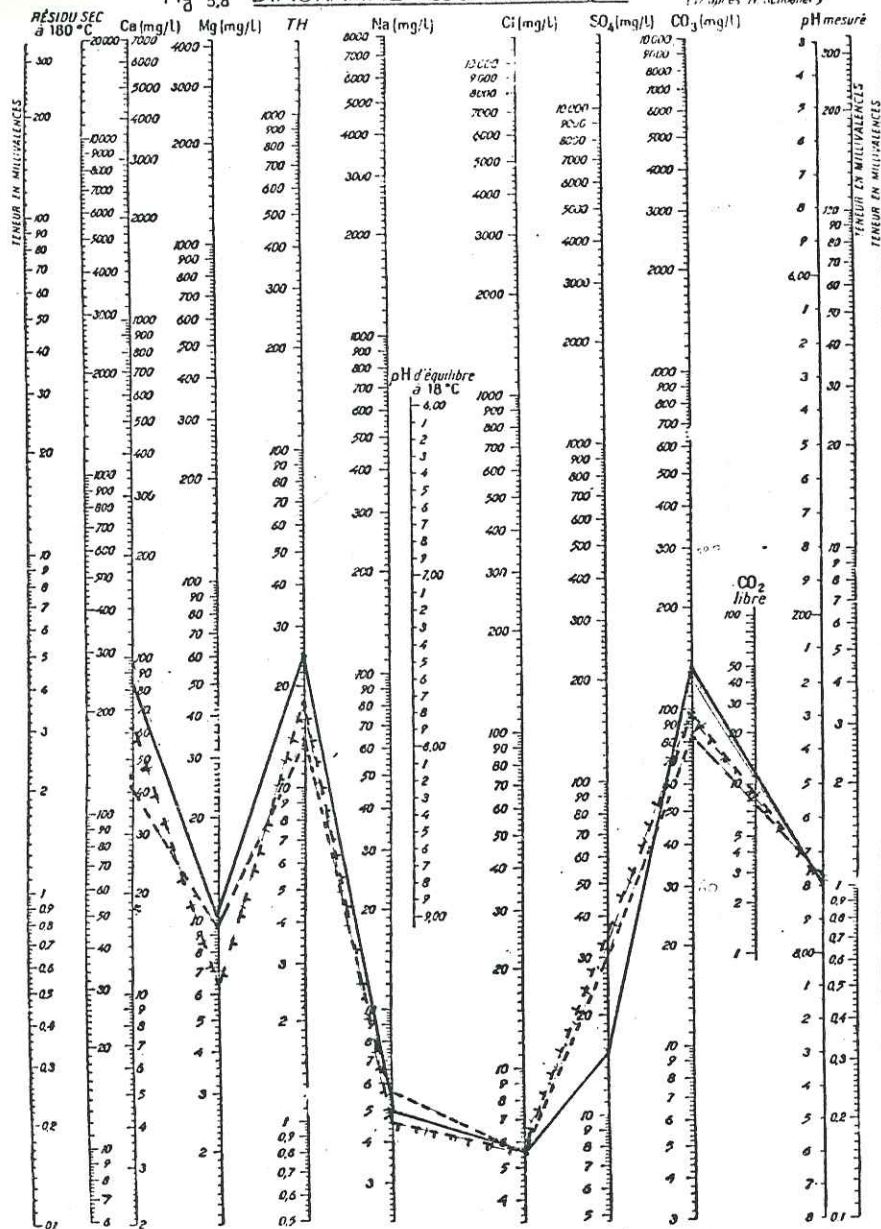
$$r Ca > r Mg > r Na < r K$$

$$HCO_3 > r SO_4 > r Cl$$

aussi bien pour les sources que pour tous les forages.

Fig 5.8 DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

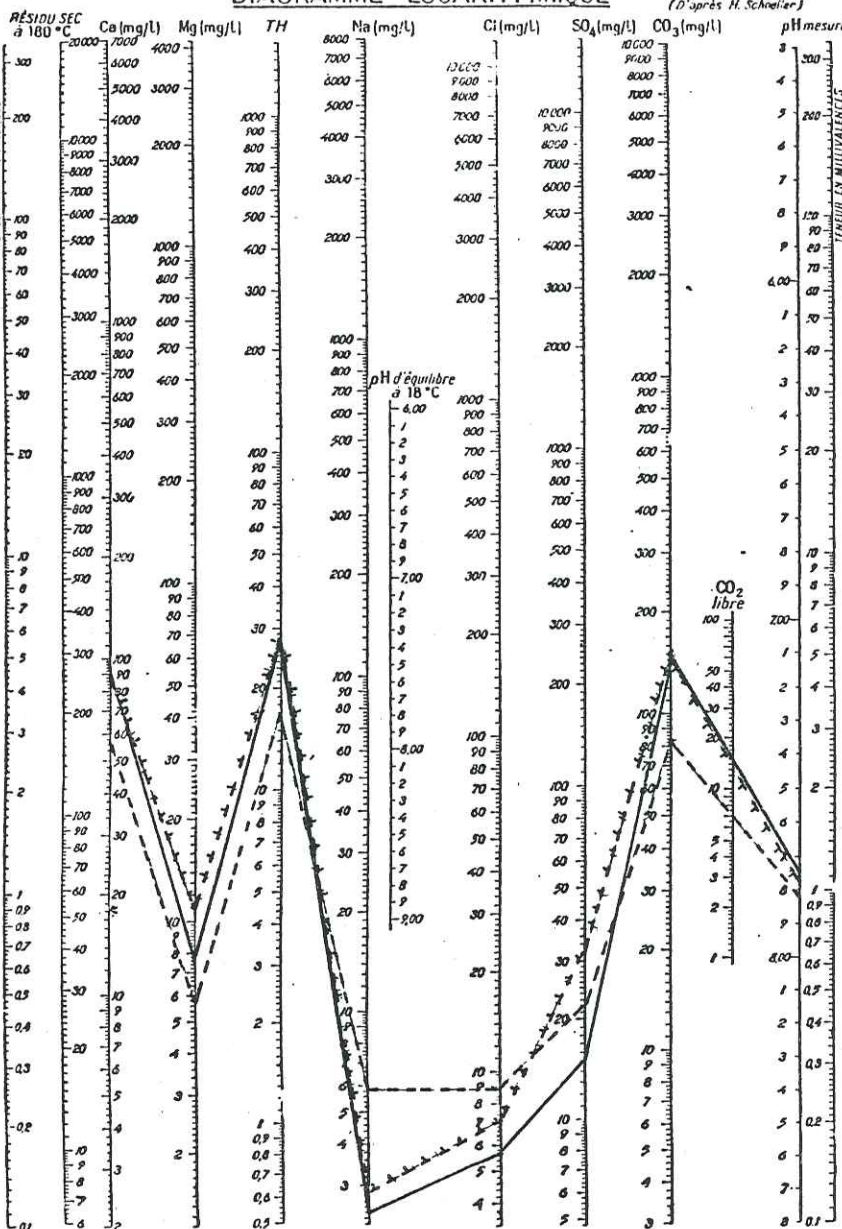
(D'après H. Schoeller)



Forages dans des formations sédimentaires récentes
— 8989 — 8625 + + 10.552

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

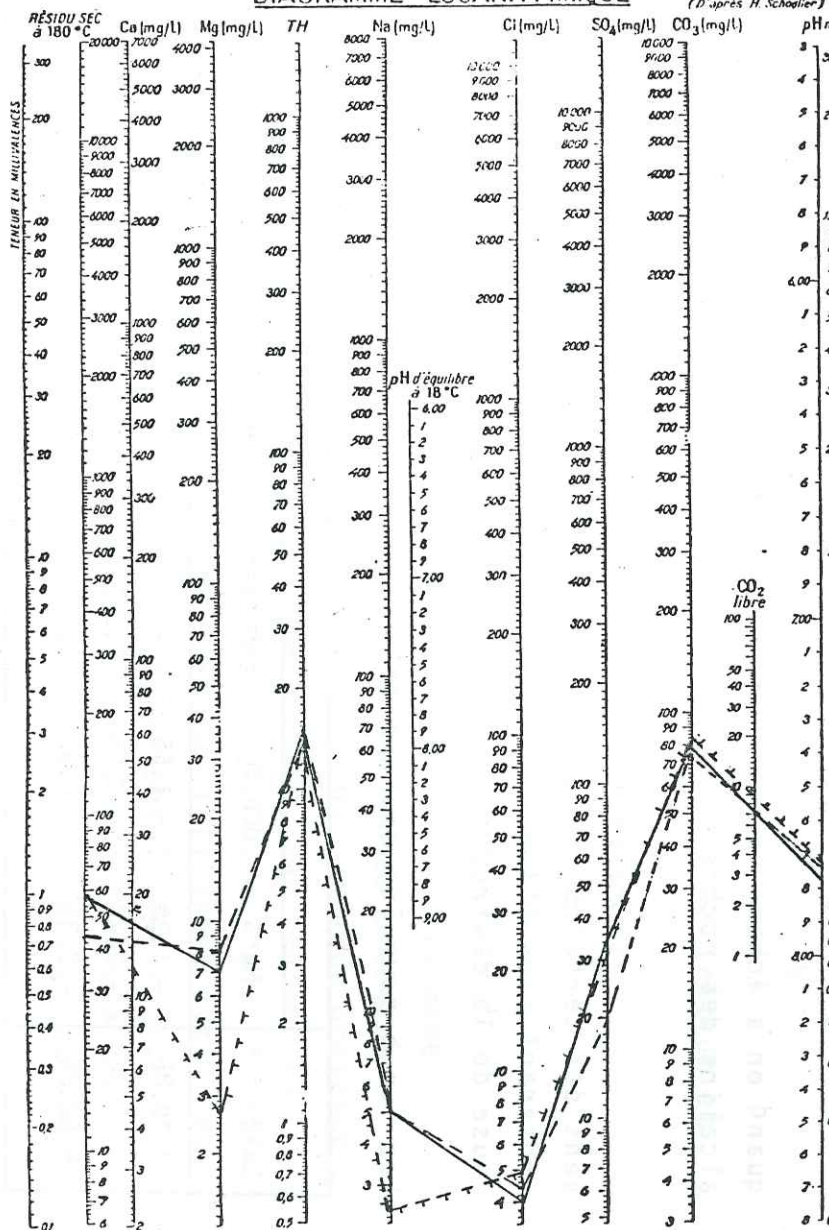
(D'après H. Schoeller)



Forages dans les marbres
— 8386 — 10.352 + + 1GME

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

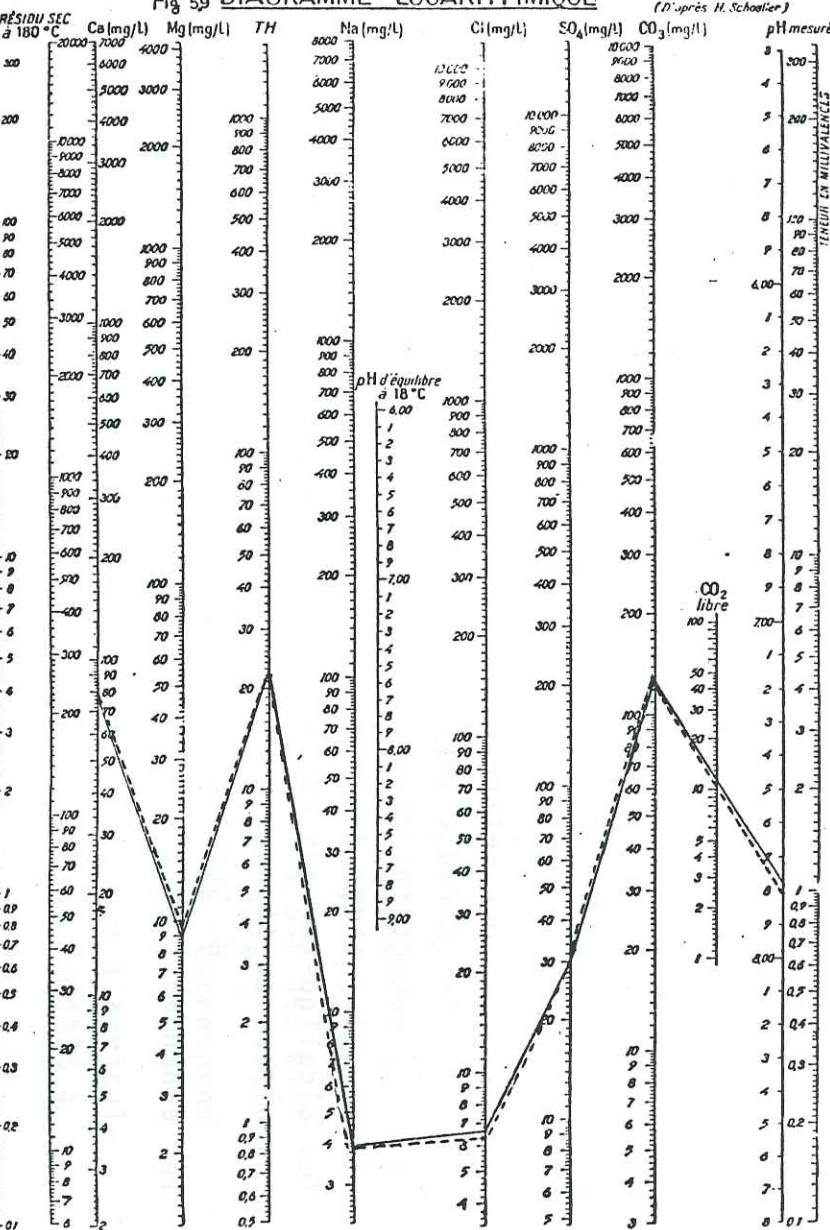
(D'après H. Schoeller)



Sources de NW de Falacro
— MARR — OMIRO + + Anapama

Fig 5.9 DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoeller)



SOURCES : DRAMA -- MILDOTAMOS

Pendant la période de fonte des neiges pour la source Ochiro on a Na^+ et $\text{K}^+ > \text{Mg}^{++}$ et pour la source Panorama Mg^{++} Na^+ et K^+ .

Sur le diagramme logarithmique de SCHOELLER on a présenté les analyses chimiques des eaux (fig.58).

5.4 Echanges des bases

Pour mettre en évidence d'éventuels échanges de bases lors des circulations souterraines on admet que les eaux présentent initialement l'équilibre $r\text{Cl} = r(\text{K} + \text{Na})$. Parfois il y a des échanges de Na et de K de l'eau contre les alcalino-terreux des minéraux des roches constituant l'aquifère ou l'inverse.

H. SCHOELLER (1934) pour mettre en évidence les échanges a établi l'indice des échanges de base.

$$\text{i.e.b} = r \frac{\text{Cl} - (\text{Na} + \text{K})}{\text{Cl}}$$

$$\text{ou } r \frac{\text{Cl} - (\text{Na} + \text{K})}{\text{SO}_4^{--} + \text{HCO}_3^- + \text{NO}_3^-}$$

quand on a échange d'alcalino-terreux des eaux contre les alcalins des roches.

Ce rapport est négatif pour des eaux qui traversent des terrains cristallins ou cristallophylliens (altérés) contenant plus d'ions alcalins que d'ions Cl^- en solution à cause de la destruction des silicates.

Les i.e.b pour les sources sont :

Date	Source				
	Mara	Ochiro	Panorama	Milopotamos	Drama
10.10.85	- 1.29	- 1.55	-	0.28	0.053
4.04.86	- 0.82	- 0.94	0.371	0.29	0
26.02.86	- 0.36	- 0.9	0.25	0.5	0

Peut-être y a-t-il des échanges de bases en période d'étiage pour les eaux de Mara et Ochiro. Les i.e.b étant beaucoup plus fortement négatifs à l'étiage, il semble que ce soit à cette période que les échanges de base soient les plus importants ce qui est normal puisque le temps de contact en eau aquifère est le plus long.

5.5 Teneur en tritium

Le tritium est un isotope instable de l'eau. Dès que l'eau de la pluie s'infiltré, sa concentration en tritium commence à diminuer. La concentration en tritium d'une source est une indication du temps de séjour des eaux dans l'aquifère. Ce temps est appelé "âge des eaux".

Les résultats s'expriment en UT qui correspond à un atome de tritium pour 10^{18} atomes d'hydrogène.

Le bureau des études du Ministère de l'Agriculture a publié les mesures des teneurs en tritium de 1976 à 1982. On retiendra les résultats suivants :

1976-1982	Torrent Nevrokopi	53 ± 13.9 UT
	Source Mara	57.7 ± 11.9 UT

On a fait des mesures en teneurs en tritium et on a trouvé :

6.9.1985	Mara	40 ± 1 UT
>	Milopotamos	38 ± 1 UT
14.9.1985	Drama	30 ± 1 UT

On s'aperçoit que la source Mara a la même teneur en tritium que celle trouvée les années précédentes pour le torrent Nevrokopi. La source de Milopotamos présente presque la même teneur que la source Mara. Par contre les eaux de la source de Drama présentent une valeur plus faible ce qui montre soit que les eaux se sont infiltrées avant les eaux des autres sources soit que le réservoir de la source Drama est assez étendue et que l'on a un bon mixage entre les eaux des réserves et les eaux d'infiltration. La deuxième hypothèse est la plus vraisemblable.

Conclusion

L'étude hydrochimique nous a permis de faire une séparation entre les sources qui sortent du massif des marbres du Falacron. Cette séparation a été réalisée à partir de la température, de la conductivité et de la teneur en bicarbonates.

- les sources qui sortent du N.W de Falacron
- les sources qui sortent du N.E de Falacron.

Les trajets pour toutes les sources sont longs et profonds mais les fluctuations des paramètres physicochimiques montrent que les eaux atteignent plus vite la sortie à la source Mara qu'aux sources Drama et Milopotamos. La source de Drama doit avoir un réservoir assez grand où les recharges récentes se mélangent bien aux eaux plus anciennes.

Les fluctuations en paliers de la température de la source Mara montrent qu'il y a des cuvettes sur l'axe principal de la circulation des eaux séparées par des trop pleins qui se mettent à fonctionner.

La construction des courbes de distribution des fréquences de la conductivité et des bicarbonates a montré que le système de la source Mara est plus compliqué et hiérarchisé que les autres et se distingue nettement des systèmes de la source Milopotamos et Drama qui sont plus simple.

L'i.e.b. n'étant négatif que pour les sources Mara et Ochiro montre que les eaux de ces deux sources doivent être au contact avec le granite et les dolomites. Au contraire la source Panorama qui sort du même massif ces eaux qui proviennent bien d'un milieu plus homogène et plus carbonaté.

Les forages qui sont au pied de Falacron sont alimentés par des eaux karstiques.

L'étude des paramètres physicochimiques nous a donc permis de compléter de vérifier nos connaissances sur le massif karstique du Falacron et surtout sur le N.W de Falacron.

Conclusions générales

La présente étude a permis d'appliquer les connaissances acquises dans les milieux fissurés et karstifiés à la compréhension du comportement hydrogéologique d'un massif karstique (au nord de la Grèce) et du fonctionnement des sources karstiques qui sortent de ce massif surtout de la source principale : source Mara.

Le secteur des marbres étudié se singularise du reste du massif du Falacron d'une part, par sa position de barrière naturelle entre le bassin de Nevrokopi et la plaine de Drama et d'autre part, par l'existence de gouffres à sa partie septentrionale et l'existence d'une seule source au débit considérable dans sa partie méridionale (source Mara)

Plusieurs buts ont orienté cette recherche :

1. Alimentation du massif

Nous avons essayé de préciser les limites du bassin et de voir les relations hydrogéologiques avec les régions du voisinage.

Vers le nord, les coupes synthétiques du bassin de Nevrokopi, nous ont montré l'existence de couches épaisses d'argiles qui empêchent l'écoulement souterrain vers le massif. Cette conclusion est confirmée par l'âge des eaux souterraines donné par les mesures en Tritium (travail intérieur).

Le massif du Falacron n'est alimenté depuis la plaine de Nevrokopi que par l'écoulement des eaux superficielles qui aboutissent aux gouffres mais cette alimentation ne se fait pas pendant toute l'année. Le débit moyen est de $6\text{ m}^3/\text{s}$, débit que l'on a calculé sur $4,24\text{ m}^3/\text{s}$ (1984-1985) et $10,6\text{ m}^3/\text{s}$ (1985-1986)

Vers l'ouest on a vérifié que le granite sépare notre massif du massif des marbres voisins (Menikio) parce qu'on a pas trouvé de niveau piézométrique dans le forage localisé aux limites des deux massifs.

Vers le sud, les limites sont marquées par les formations sédimentaires du Tertiaire et du Quaternaire de la plaine de Drama. Les observations du niveau piézométrique dans

les forages nous ont permis d'affirmer l'existence d'une alimentation de ces dépôts sédimentaires par les marbres.

Vers le nord-ouest, le granite forme un écran à l'échelle régionale mais vers l'est les limites ne sont pas bien précisées parce que le niveau des marbres graphiteux réapparaît.

L'étude climatologique nous a permis de calculer la lame d'eau moyenne tombée sur le massif 846 mm (période 1964-1983), 722mm(1984-1985) et 870mm (1985-1986) bien répartie dans l'année. Nous avons donc pu approcher une valeur de l'ETR selon différentes méthodes qui est comprise entre 50-55 % des précipitations, et de l'infiltration qui elle est égale à 43 % de la lame d'eau principale.

En connaissant le débit moyen annuel de la source Mara qui est de $5\text{m}^3/\text{s}$ (travaux antérieurs) et les débits moyens annuels mesurés $3,12\text{m}^3/\text{s}$ (1984-1985)et $6,32\text{m}^3/\text{s}$ (1985-1986) nous avons pu établir le bilan hydrologique. Nous avons vu que l'alimentation de la source Mara qui est l'exutoire du massif provient par un pourcentage de 35 % de l'écoulement aux gouffres et par un pourcentage de 25 % des précipitations. Nous pouvons en conclure que le massif reçoit une alimentation supplémentaire probablement par le massif voisin des marbres situé à l'est.

2. Le fonctionnement du karst

D'après les coupes sériees sur le bassin de Nevrokopi sur le massif sud-ouest du Falacron et sur la plaine de Drama nous croyons que la base perméable du secteur étudié est le sommet de la série siliceuse.

L'étude de la fracturation de la région sur les photos aériennes a montré qu'il n'y a pas des grands accidents tectoniques mais que trois familles de failles dominant $0-20^\circ\text{N}$, $40^\circ-60^\circ\text{N}$ et $140-170^\circ\text{N}$, avec une famille secondaire $110-120^\circ\text{N}$.

De petites sources sont localisées au contact des granites et des marbres à une altitude comprise entre 700 et 800 m au voisinage des failles de direction 170°N et 50°N .

L'existence de formes karstiques avancées n'est observable que dans les marbres blancs. Elles sont alignées sur les directions des failles 140°N et 50°N . Les gouffres sont situés surtout au niveau des marbres graphiteux et sur des failles de direction voisine de 60°N , 140°N , 160°N , 20°N , 50°N c'est dans ce niveau que l'on rencontre des chenaux individualisés.

Le creusement de la grotte Mara s'est fait selon les directions 140°N et 110°N dans le niveau des marbres graphiteux et on note enfin l'absence d'un front de sources.

Les directions du réseau hydrographique presque entièrement fossilisé développé selon les familles de fractures 0°N , 100°N , et 140°N nous ont amené aux conclusions suivantes sur le fonctionnement du karst.

1. La fracturation est le facteur qui dirige l'écoulement.
2. L'ouverture des fractures diminue vite en profondeur et il y a que quelques chenaux individualisés surtout au niveau des marbres graphiteux qui aboutissent pour la plupart au chenal principal reliant les gouffres à la source Mara.

Fonctionnement de la source Mara

Les observations des débits, l'étude hydrodynamique et hydrochimique nous ont permis de comprendre son fonctionnement. Son alimentation par les gouffres se manifeste nettement dans les différents paramètres qui caractérisent la source, mais son alimentation supplémentaire, probablement à partir du massif voisin est plus régulier et difficile à déceler. Ces apports supplémentaires se font pendant la période des forts débits comme le montre la courbe des débits classés selon la loi log-normal et le diagramme de A. MANGIN.

La présence de paliers sur les courbes des crues et des décrues montre que selon l'axe de drainage gouffres-source Mara, il y a des cuvettes avec des trop-pleins.

Les facteurs hydrochimiques ont confirmé le schéma de fonctionnement donné par les autres observations mais en plus nous ont permis de voir les différences entre les eaux de la source Mara et celle des diverses sources qui sortent du même massif (Panorama, Ochiro) et du massif voisin (Milopotamos, Drama).

Les eaux de la source Ochiro sont les moins différentes de celles de Mara et montrent toutes les deux que leurs eaux sont en contact avec les granites, les dolomies et les schistes-gneiss.

Au contraire les eaux de la source Panorama proviennent d'un milieu plus calcaire probablement des marbres blancs et du niveau supérieur des marbres graphiteux.

Les facteurs hydrochimiques, l'hydrométrie et l'hydrodynamique confirment donc que les eaux de la source Mara proviennent d'un milieu plus karstifié que le milieu d'où sont issus les eaux des sources Drama et Milopotamos et les eaux de Drama ont un parcours souterrain plus long et peut-être un meilleur mélange avec les réserves préexistantes avant leur apparition en surface.

D'un point de vue plus général, notre étude a confirmé les observations effectuées par les différents auteurs sur la circulation des eaux dans un milieu calcaire fissuré et karstifié. C'est un milieu dont l'hétérogénéité conditionne l'infiltration de surface (diffuse ou concentrée), la percolation dans la zone d'infiltration par des chenaux verticaux et des fissures, l'écoulement dans la zone noyée par des drains principaux ou blocs capacitifs et les caractéristiques hydrochimiques et hydrodynamiques observées aux exutoires.

Notre étude montre enfin que le comportement hydrogéologique des marbres de la bordure méridionale du massif du Rhodope lié à l'évolution tectonique de la région et à la nature même des marbres est essentiellement celui d'un milieu fissuré dans lequel la karstification en gros chenaux est extrêmement localisée et s'est développée principalement au contact entre la base de la série calcaire et le sommet de la série siliceuse. Ces données nous paraissent importantes pour tout projet d'aménagement ou d'utilisation des eaux souterraines.

BIBLIOGRAPHIE

- AL-ANBAR N. (1979) : Infiltration et écoulement en milieu karstique. Etude statistique des données climatologiques et hydrologiques du bassin versant du Furon, Vercors. Thèse de 3ème cycle, Grenoble.
- ARONIS-BURDON D. -ZERIS K. (1961) : Development of a karst limestone spring in Greec. I.A.S.H., 57 Groundwater in arid zones 564-585, Athènes.
- ARONIS C. (1961) : A special case of karst hydrology. Mémoire de l'A.I.H. Réunion de Rome (1961), tome VI, pp. 61-64, Rome.
- AVIAS J. (1964) : Sur la méthodologie en hydrogéologie karstique. Mémoires du C.E.R.H., Tome I, pp. 5-19, Montpellier.
- BAKALOWICZ M. (1974) : Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. Relation entre minéralisation.
- BELLEVILLE Luc (1985) : Hydrogéologie karstique. Géométrie, fonctionnement et karstogénèse des systèmes karstiques des Gorges de l'Ardèche. Thèse, Grenoble I.
- BOIS D. (1979) : Hydrologie générale. Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique I.N.P.G. Grenoble.
- BOZONAT J.P. (1980) : Infiltration et circulation des eaux dans les calcaires fissurés, hydrogéologie et bilan hydrique du secteur septentrional du massif de la Chartreuse. Thèse de 3ème cycle, Grenoble I.
- BURDON D., PAPAKIS N. (1963) : The karst groundwater resources of Parnassos. Ghiona, U.N Spécial Fund. Inst. Geology Subsurface Research, Athènes.
- BURDON D. (1965) : Hydrogeology of some karstic areas of Greece. Colloque Roches fissurées A.I.H.S. Unesco 73, Dubrovnik.

- CASTANY G. (1968) : Prospection et exploitation des eaux souterraines, Dunod, Paris.
- DIMOPOULOS G. (1978) : Contribution à l'étude des nappes souterraines du bassin versant entre les massifs Paeon et Simbale. Thèse. Université de Thessalonique, Grèce.
- DUBAUD D. (1978) : Hydrologie statistique approfondie. Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique de Grenoble.
- EPITROPOU N. , CHAGIPANAGIS J. (1987) : Contribution à la géologie du massif ouest du Falacron. Rapport interne IGME Xanthi, Grèce.
- KALLERGIS G. (1970) : Etude hydrogéologique du bassin versant de Kalabaka. Publication IGME, Tome XIV, n° 1, pp.1-97, Athènes.
- KARAGEORGIU E., PAPAKIS N. (1961) : Observations sur l'écoulement souterrain dans une région karstique de la Grèce septentrionale. Mémoires A.I.H., IV 68-72, Assemblée de Rome.
- KESSLER H. (1965) : Water balance investigation in the karstic region of Hungary. Colloques roches fissurées A.I.H.S., Unesco, 73, pp. 91-105, Dubrovnik.
- LETSIOS A. (1972) : Contribution à l'hydrogéologie du bassin Nevrokopi. Rapport interne. Bureau du Ministère de l'Agriculture.
- LYBERIS N. (1984) : Tectonic evolution of the North Aegean trough : in "the geological evolution of the Eastern Mediterranean". Dixon J.E. and Robertson A.H., editors 709-725, Blackwell, London.

- MANGIN A. (1975) : Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse.
- MARINOS P. (1975) : Infiltration efficace dans les calcaires erreurs du calcul par différence du bilan hydrologique. Validité des formules d'évapotranspiration réelle en Grèce. Ann. Géologiques des pays Helleniques.
- MONOPOLIS D. (1971) : Etude hydrogéologique de la région karstique de Parnassos. Rapport interne de IGME.
- MASTORIS K. (1968) : Etude hydrogéologique de la région calcaire du massif de Giona. Thèse Université d'Athènes.
- MIJATOVIC B. (1974) : Détermination de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement par la courbe de tarissement dans les aquifères karstiques. Mémoires A.I.H., réunion de Montpellier, n° 10 pp. 225-230, Montpellier.
- Ministère de l'Agriculture : Mesures des débits des sources depuis 1949. Direction régionale Kavala
- MARINOS P., DIMADI A., XIDAKIS G., KOUTITAS C. (1987) : Ground water hydraulics of a large karstic conduit. Sinkholes drainage and spring discharge in Drama area Greece. 2nd intern Conference on Sinkholes and karst. Florida, U.S.A.
- PAPAGIANNI N. (1983): Hydrogeologic study of Nevrokopi basin (in greek). Rapport interne. Bureau du Ministre de l'Agriculture, Athènes.
- PAPANIKOLAOU D. (1984): Géologie de la Grèce.
- PETROCHILLOS I. (1952) : Recherches spéléologiques dans la région de Nevrokopi. Société spéléologique de la Grèce I, 5, pp. 286-293.

- PSILOVIKOS SIRDIS G. (1984) : Neogene and Quaternary Paleoenvironments in the Northern Aegean, Area. Ann. Geol. Pays Helleniques, Tome XXXII.
- REMIERAS G. (1985) : L'hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles Paris.
- SCHOELLER H. (1962) : Les eaux souterraines. Ed. Masson. Paris.
- SOULIOS G. (1978) : Nouvelles données sur la géologie et l'hydrogéologie de la région d'Arnissa-vallée d'Edessaïos (Macédoine, Grèce-. Thèse Université de Montpellier.
- SOULIOS G. (1985) : Contribution à l'étude des régions karstiques de la Grèce. Publications universitaires.
- THANASSOULAS A., PANANICOLAOU (1978) : Etude géologique de la plaine de Nevrokopi, Rapport IGME, Athènes.
- ZACHOS S., DIMADIS E. (1983) : The geotectonic position of Skaloti-Echinos granite and its relationship to the metamorphic formation of western and central Rhodope : Geologica Balcanica, 13, 5, 17, 24, Sofia.

ABREVIATIONS

- B.A. : Bureau du Ministère de l'Agriculture
- IGME : Bureau de Recherches Géologiques et Minières Grec

CHAPITRE 2 : CLIMATOLOGIE

Tableau 2.1 : Les stations de mesures des précipitations	68
Tableau 2.2 : Résultats d'application de la méthode de la régression linéaire	69
Tableau 2.3 : Précipitations annuelles moyennes, période 1964-1983	76
Tableau 2.4 : Précipitations moyennes mensuelles, période 1964-1983	79
Tableau 2.5 : Bassin de Nevrokopi, méthode des polygones	84
Tableau 2.6 : Le massif du Falacro, méthode des polygones	84
Tableau 2.7 : Bassin de Nevrokopi, méthode des isohyètes	87
Tableau 2.8 : Massif du Falacro, méthode des isohyètes	87
Tableau 2.9 : Précipitations moyennes annuelles sur le bassin de Nevrokopi et le massif de Falacro (résultats acceptés pour le massif sud-ouest du Falacro)	90
Tableau 2.10: Températures moyennes mensuelles (1964-1981)	92
Tableau 2.11: Températures moyennes annuelles (1964-1981)	92
Tableau 2.12: Fluctuations des températures pour chaque station	93
Tableau 2.13: Valeurs de ETp selon THORNTHWAITE	99
Tableau 2.14: Valeurs de ETp et de ETr du bassin de Nevrokopi et du massif sud-ouest du Falacro	102
Tableau 2.15: Coefficient et application de la méthode de KESSLER	104

CHAPITRE 3 : HYDROMETRIE

Tableau 3.1 : Débits moyens journaliers classés (1984-1985)	112
Tableau 3.2 : Débits moyens journaliers classés (1985-1986)	114
Tableau 3.3 : Débits moyens mensuels de la source Mara années 1984-1985 et 1985-1986	116
Tableau 3.4 : Débits moyens mensuels, annuels (1950-1960) Fluctuations des débits maximum, minimum et et du rapport $\frac{Q_{\max}}{Q_{\min}}$	127
Tableau 3.5 : Temps de réponse en heures à l'exutoire de la source Mara	130

CHAPITRE 4 : HYDRODYNAMIQUE

Tableau4.1 : Résultats de l'étude des courbes de tarissement des sources Mara, Milopotamos, Drama par la méthode de MAILLET	135
Tableau4.2 : Application pour la source Mara, méthode de TISON	139
Tableau4.3 : Paramètres de tarissement selon la méthode de MANGIN, source Mara	140
Tableau4.4 : Résultats obtenus de V et de Vi, méthode de A. MANGIN, source Mara	148
Tableau4.5 : Valeurs de T et S à la source Mara	155
Tableau4.6 : Fréquence des débits classés	157
Tableau4.7 : Fréquence des débits classés supérieurs à 1.2m ³ /s	160
Tableau4.8 : Valeurs de x en fonction de F (x) en pourcentage Formule de A. MANGIN	162

CHAPITRE 5 : HYDROCHIMIE

Tableau5.1 : Températures moyennes mensuelles (années 1984-1986) de la source Mara, de l'air de la grotte Mara et de l'air de l'extérieur	169
Tableau5.2 : Température en °C des sources Mara, Milopotamos Drama (1986-1987)	175
Tableau5.3 : Valeurs en pH des sources Mara, Milopotamos, Drama, mesurés au laboratoire (1986-1987)	176
Tableau5.4 : Conductivité en μScm^{-1} à 25°C des sources Mara, Milopotamos, Drama	177
Tableau5.5 : Teneurs en HCO_3^- en mg/lit. des sources Mara, Milopotamos, Drama	182

CHAPITRE 1 : GEOLOGIE

Fig.1.1 : Les zones géotectoniques des Hellenides	4
Fig.1.2 : Les unités du massif du Phodope grec	5
Fig.1.3 : Schéma structural régional	5
Fig.1.4 : Bloc diagramme (d'après Siridis, 1984) montrant la création des grabens post-orogéniques parallèles aux axes principaux des plis de l'Orogénese Alpine	9
Fig.1.5 : Colonnes stratigraphiques pour la région occidentale du massif du Rhodope en Grèce	9
Fig.1.6 : Colonnes stratigraphiques du S.W de Falacro	14
Fig.1.7 : Carte topographique régionale 1/200.000e	22
Fig.1.8 : Carte géologique régionale 1/200.000e	23
Fig.1.9 : Courbe hypsométrique du Bassin de Nevrokopi	25
Fig.1.10 : Localisation des coupes géologiques	26
Fig.1.11 : Coupes géologiques du bassin de Nevrokopi	23
Fig.1.12 : Coupe schématique de la plaine de Nevrokopi (S.E-S.W)	29
Fig.1.13 : Région des gouffres	32
Fig.1.14 : Forages dans les marbres dans lesquels le niveau karstifié est repéré	25
Fig.1.15 : Coupes géologiques du Sud-Ouest Falacro	37
Fig.1.16 : Réseau hydrographique	40
Fig.1.17 : Courbe hypsométrique du massif sud-ouest du Falacron	42
Fig.1.18 : Localisation des sources Panorama et Nouera Coupe géologique de Panorama	45
Fig.1.19 : Localisation des sources d'Ochiro-Kilomètre 28 Coupe géologique d'Ochiro	46
Fig.1.20 : Localisation de la source Mara Coupe géologique	47
Fig.1.21 : Siutation de l'axe de la grotte Mara (I) Schéma de l'évolution probable de la grotte Mara (II)	48
Fig.1.22 : Coupes schématiques de la plaine de Drama	52
Fig.1.23 : Evolution du bassin de Drama	51
Fig.1.24 : Localisation et coupe géologique de la source de Milopotamos	55

Fig.1.25 : Localisation et coupe géologique de la source de Drama	57
Fig.1.26 : Carte de fracturation au 1/50.000e obtenue à partir des photos aériennes au 1/33.000e	60
Fig.1.27 : Carte de fracturation au 1/50.000e obtenue à partir des photos aériennes au 1/45.000e	61
Fig.1.28 : Carte des histogrammes de directions en nombre des fractures (1/33.000, 1/45.000, mesures de terrains, d'après photos interprétation)	62
Fig.1.29 : Carte des histogrammes des directions en pourcentage de la longueur cumulée (1/33.000, 1/45.000 d'après photo interprétation).	63

CHAPITRE 2 : CLIMATOLOGIE

Fig.2.1 : Localisation du réseau météorologique (voir fig. 7)	
Fig.2.2 : Ajustement de la loi GAUSS, arithmétique	69-70
Fig.2.3 : Test d'homogénéité, méthode du double cumul	72
Fig.2.4 : Précipitations moyennes annuelles - altitude	75
Fig.2.5 : Précipitations moyennes annuelles -période 1964-1983	77-78
Fig.2.6 : Précipitations moyennes mensuelles -période 1964-1983	81
Fig.2.7 : Histogrammes des variations saisonnières des précipitations	82
Fig.2.8 : Polygones de THIESSEN, Bassin de Nevrokopi - Massif du Falacron	85
Fig.2.9 : Isohyètes -Bassin de Nevrokopi - Massif du Falacron	88
Fig.2.10 : Les courbes ombrothermiques (1964-1981)	94
Fig.2.11 : Les climogrammes (1964-1981)	96
:	
Fig.2.12 : Relation entre ETp sur le bac (Nevrokopi) et ETp THORNTHWAITE (Nevrokopi)	100
Fig.2.13 : Relation entre précipitations mensuelles et les ETp mensuelles (selon THORNTHWAITE), bassin de Nevrokopi	100

CHAPITRE 3 : HYDROMETRIE

Fig.3.1 : Courbes de tarage	108
Fig.3.2 : Débits moyens journaliers de la source Mara, années 1984-1985	110
Fig.3.3 : Débits moyens journaliers de la source Mara, années 1985-1986	111
Fig.3.4 : Caractéristiques du régime de Mara, Courbe des débits classés (1984-1985)	115
Fig.3.5 : Caractéristiques du régime de Mara, Courbe des débits classés (1985-1986)	115
Fig.3.6 : Evolution moyenne des débits mensuels de Mara, années 1984-1985 et 1985-1986	118
Fig.3.7 : Evolution des débits moyens mensuels, maximum et minimum de la source Mara, années 1984-1985 et 1985-1986	119
Fig.3.8 : Loi de GUMBEL, crues mensuelles à la source Mara	121
Fig.3.9 : Diagramme du volume d'eau du lac, hauteur à l'échelle limnimétrique	124
Fig.3.10 : Evolution des débits moyens mensuels (période 1950-1960) des sources Mara, Milopotamos, Drama	128
Fig.3.11 : Evolution des débits moyens annuels, sources Mara, Milopotamos, Drama	128
Fig.3.12 : Fluctuations du rapport $\frac{Q_{max}}{Q_{min}}$ (sources Mara, Milopotamos, Drama)	129
Fig.3.13 : Fluctuations des débits maximum et minimum des sources Mara, Milopotamos, Drama	129

CHAPITRE 4 : HYDRODYNAMIQUE

Fig. 4.1 : Courbe de tarissement de la source Mara, la méthode MAILLET	136
Fig. 4.2 : Courbe de tarissement des sources Drama et Milopotamos méthode de MAILLET	137
Fig.4.3-4: Courbe de tarissement de la source Mara, méthode de TISON	140-1
Fig. 4.5 : Courbe schématique de décrue et de tarissement	144
Fig. 4.6 : Courbe de tarissement de la source Mara -période du 10 octobre 1984 au 3 janvier 1985	149

- Fig. 4.7 : Courbe de tarissement de la source Mara, période du 27 mai au 16 octobre 1985 150
- Fig. 4.8 : Courbe de tarissement de la source Mara, période du 4 juillet 1986 au 30 novembre 1986 151
- Fig. 4.9 : Solution graphique de l'équation d'approximation logarithmique 152
- Fig. 4.10 : Distribution des fréquences cumulées des débits de la source Mara (1.10.1984-30.09.1986) sur papier Gausso-logarithmique 158
- Fig. 4.11 : Distribution des fréquences cumulées des débits de la source Mara, méthode A. MANGIN 161

CHAPITRE 5 : HYDROCHIMIE

- Fig. 5.1 : Températures mensuelles de la source Mara, de la grotte et de l'air 171
- Fig. 5.2 : Trois événements d'abaissement de la température des eaux en fonction de l'augmentation du débit 173
- Fig. 5.3 : Evolution de la température et du pH des sources 174
- Fig. 5.4 : Evolution des paramètres géochimiques conductivité et HCO_3^- 179
- Fig. 5.5 : Courbes de distributions de fréquence des valeurs de la conductivité 181
- Fig. 5.6 : Diagramme conductivité-teneur en bicarbonates 181
- Fig. 5.7 : Courbes de distribution de fréquence des teneurs en HCO_3^- 184
- Fig. 5.8 : Diagrammes H. SCHOELLER logarithmique 5-9 188-9

Analyses chimiques des roches

$\bar{X}$	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO
marbres blancs	-	0.54	0.55	53.24	1.03	0.05	0.02	0.1
marbres rubanés	4.8	0.64	0.61	49.3	2.02	0.17	0.05	0.09
Dolomite	-	-	0.34	35.62	17.37	0.025	0.025	0.15
Gneiss	66.3	12.1	3.9	5.24	0.56	3.72	2.37	0.09
Calc-schistes	20.5	2.01	1.33	36.3	0.98	0.87	0.34	0.6
Granite	63.0	14.4	3.77	5.32	1.89	4.8	3.51	0.23

Teneur en Tritium en UT

Laboratoire "DEMOCAITUS" Athènes (Grèce)		Laboratoire Universitaire Thonon (France)	
1976 - 1982	Torrent Nevrokopi	53 ± 13.9	6.9.1984
>	Mara	57.7 ± 11.9	Milopotamos
		14.9.1984	Drama
			40 ± 1
			38 ± 1
			30 ± 1

Source Panorama
mg/lit

Date	C Scm^{-1} 25°C	pH	Ca++	Mg++	Na+	K+	HCO_3^-	Cl^-	$\text{SO}_4^{=}$	NO_3^-	TAC	THC	Mn++	Fe+++	$\text{SiO}_2^{=}$	T°C
4.04.86	310	7.55	58.9	2.7	2.0	0.2	170.8	5.0	22.6	0.0	14.0	15.8	0.0	0.0	-	11
26.06.86	320	7.86	55.3	4.1	2.0	0.4	173.8	4.2	28.3	3.1	14.25	15.8	0.1	0.07	-	11

Source Milopotamos

Date	C Scm^{-1} 25°C	pH	Ca++	Mg++	Na+	K+	HCO_3^-	Cl^-	$\text{SO}_4^{=}$	NO_3^-	TAC	THC	Mn++	Fe+++	$\text{SiO}_2^{=}$	T°C
10.10.85	420	8.09	67.7	10.9	2.8	0.6	231.8	6.4	23.8	6.2	19.0	21.4	-	-	-	16.5
4.04.86	396	7.53	79.7	9.2	2.5	0.6	259.2	6.4	34.1	6.2	21.3	23.7	0.0	0.0	-	12
26.06.86	455	7.74	79.7	9.2	2.5	0.6	259.2	6.4	34.1	6.2	21.25	24.1	0.0	0.0	-	-

Source Drama

Date	C Scm^{-1} 25°C	pH	Ca++	Mg++	Na+	K+	HCO_3^-	Cl^-	$\text{SO}_4^{=}$	NO_3^-	TAC	THC	Mn++	Fe+++	$\text{SiO}_2^{=}$	T°C
10.10.85	430	7.78	74.9	6.8	4.0	1.0	250.1	6.7	18.5	3.1	20.5	21.5	-	-	-	16.5
4.04.86	369	7.93	74.1	10.4	4.0	0.6	250.1	6.7	35.7	15.5	20.5	22.8	0.2	0.06	-	-
26.06.86	445	7.54	74.1	10.4	4.0	0.6	250.1	6.7	35.7	15.5	20.5	21.7	0.2	0.06	-	-

Torrents	C Scm^{-1} 25°C	pH	Ca++	Mg++	Na+	K+	HCO_3^-	Cl^-	$\text{SO}_4^{=}$	NO_3^-	TAC	THC
Nevrokopi	330	7.3	44	18	5.2	0.4	176.9	3.7	19.2	-	14.5	15.5
Vrondou	290	7.4	80	10	1.9	0.8	171	7.4	5.9	-	22.0	22.5

Résultats numériques des analyses chimiques faites au Laboratoire
de IGME (Xanthi, Grèce)

Date	C Scm^{-1} 25°C	pH	Ca++	Mg++	Na^+	K+	HCO_3^-	Cl^-	$\text{SO}_4^{=}$	NO_3^-	TAC	THC	Mn++	Fe+++	$\text{SiO}_2^{=}$	T°C
Forages																
89.89	432	7.83	81.8	10.4	4.8	0.8	274.5	5.7	16.0	15.5	22.5	24.7	0.0	0.09	2.9	117
83.86	462	7.57	98.8	7.5	2.2	1.2	311.1	5.7	14.8	1.55	25.5	27.6	0.0	0.05	1.7	17
10325	337	8.29	56.9	5.8	6.2	1.6	170.8	8.8	22.2	0.0	14.5	16.6	0.0	0.07	1.9	17
8625	271	7.65	42.5	9.96	5.8	3.0	173.8	6.03	29.6	6.2	14.2	14.7	0.2	0.09	1.1	16.5
10552	279	7.89	61.7	6.6	4.8	1.6	207.4	6.03	30	15.5	17.0	18.1	0.0	0.07	2.4	18
IGME	466	7.6	89.4	10.4	2.8	1.4	298.9	7.09	30.9	6.2	24.5	26.6	0.0	0.06	2.0	17.5

SOURCE MARA
mg/lit

Date	C Scm^{-1} 25°C	pH	Ca++	Mg++	Na+	K+	HCO_3^-	Cl^-	$\text{SO}_4^{=}$	NO_3^-	TAC	TCH	Mn++	Fe+++	$\text{SiO}_2^{=}$	T°C
10.04.85	287	7.66	52.5	7.3	3.8	1.4	164.7	4.9	23.4	1.55	13.5	16.1	0.0	0.09	2.4	15
10.10.85	350	7.82	59.3	9.0	3.0	0.8	213.5	3.9	46.4	1.55	17.5	18.5	-	-	-	13
4.04.86	293	7.61	42.1	6.3	4	1.4	128.1	3.5	38.6	6.2	10.5	13.1	0.1	0.06	-	-
26.06.86	305	7.92	48.9	5.6	3.8	1.6	164.7	3.9	31.2	3.1	13.5	14.5	0.2	0.14	-	-

SOURCE OCHIRO
mg/lit

Date	C Scm^{-1} 25°C	pH	Ca++	Mg++	Na+	K+	HCO_3^-	Cl^-	$\text{SO}_4^{=}$	NO_3^-	TAC	THC	Mn++	Fe+++	$\text{SiO}_2^{=}$	T°C
10.10.85	380	7.82	55.3	13.30	6.0	1.0	222.6	3.9	17.7	3.1	18.25	19.3	-	-	-	12
4.04.86	245	7.69	38.1	5.3	5.5	0.8	128.1	4.6	20.5	0.0	10.5	11.7	0.0	0.05	-	10
26.06.86	255	7.7	38.1	5.3	5.5	0.8	128.1	4.6	20.5	0.0	10.5	11.6	0.0	0.05	-	11

CHAPITRE 1 : GEOLOGIE

1.1. Géologie - Généralités	1
1.1.1. Situation géographique - géologique	2
1.1.2. Evolution géotectonique de la région	3
1.1.3. Description des formations géologiques	6
1.1.3.1. Colonne lithostratigraphique des formations métamorphiques	7
1.1.3.1.1. Série siliceuse	8
1.1.3.1.2. La série calcaire	12
1.1.3.1.3. Age de la série calcaire	12
1.1.3.2. Roches plutoniques	13
1.1.3.3. Volcanites	16
1.1.3.4. Les formations sédimentaires, tertiaires et quaternaires	18
1.1.3.4.1. Paléogène	18
1.1.3.4.2. Néogène	19
1.1.3.4.3. Pliocène	20
1.1.3.4.4. Pliocène-Pléistocène	20
1.1.3.4.5. Pléistocène	21
1.1.3.4.6. Holocène	21
1.2. Secteur d'étude	21
1.2.1. Bassin de Nevrokopi	24
1.2.2. Les gouffres	30
1.2.3. Massif de marbres du Sud-ouest du Falacron	36
Géologie-tectonique	39
1.2.3.1. Réseau hydrographique	41
1.2.3.2. Les formes karstiques superficielles	41
1.2.3.3. Courbe hypsométrique du Sud-Ouest du massif du Falacron	42
1.2.3.4. Comportement hydrogéologique de la région sud-ouest du Falacron	43
1.2.3.5. Les sources du massif	
-Panorama	
-Ochiro	
-Nouera	
-Kilomètre 28	
-Mara	

1.2.3.6. La grotte de la source Mara	44
1.2.4. Plaine de Drama	50
1.2.4.1. La source de Milopotamos	54
1.2.4.2. La source de Drama	56
1.3. Fracturation	56
1.3.1. Etude photogéologique	58
1.3.1.2. Les cartes de fracturation et les résultats obtenus par l'exploitation de ces cartes	58
1.4 Forages	64
1.5 Conclusions	65

CHAPITRE 2 : CLIMATOLOGIE

2.1. Etude des précipitations	67
2.1.1. Reconstitution des données manquantes	67
2.1.1.1. Test d'homogénéité	73
2.1.2. Calcul du gradient des précipitations	73
2.1.3. Précipitations annuelles aux stations	76
2.1.4. Précipitations mensuelles	79
2.1.5. Variations saisonnières	80
2.1.6. Calcul de la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin de Nevrokopi et sur le massif des marbres de Falacron	83
2.1.6.1. Moyenne arithmétique	83
2.1.6.2. Méthode de Thiessen	86
2.1.6.3. Méthode des isohyètes	89
2.1.6.4. Méthode qui tient compte de la courbe hypsométrique du bassin et des variations de la pluviosité avec l'altitude	89
2.1.6.5. Résultats obtenus pour les différentes méthodes	90
2.1.6.6. Calcul de la lame d'eau moyenne tombée sur la partie sud-ouest du Falacro (région d'étude)	91
2.2. Le vent	9
2.3. La neige, les gelées	92
2.4. Les températures	93
2.5. Les courbes ombrothermiques	95
2.6. Les climogrammes	95
2.7. Relation altitude-température	97
2.8. Evapotranspiration	98
2.8.1. Formule de THORNTHWAITE (ETp)	98

2.8.2. Formule de TURC (ETr)	99
2.8.3. Première formule de COUTAGNE (corrigée)	101
2.8.4. Deuxième formule de COUTAGNE	101
2.8.5. Formule de BURDON-PAPAKIS	102
2.9. Infiltration	103
2.10. Conclusions	104

CHAPITRE 3 : HYDROMETRIE

3.1. Mesures des débits	105
3.1.1. Installations	106
3.1.2. Les jaugeages (source Mara)	106
3.1.3. La courbe de tarage	107
3.1.4. Les débits	107
3.1.4.1. Débits de la source Mara	107
3.1.4.1.1. Débits moyens journaliers	107
3.1.4.1.2. Débits moyens journaliers classés	109
3.1.4.1.3. Débits moyens mensuels	113
3.1.4.1.4. L'examen du tableau 2	117
3.1.4.1.5. Les crues mensuelles	120
3.1.4.1.6. Les débits moyens annuels : de Mara	121
3.1.4.2. Les débits des gouffres à Ochiro	121
3.1.4.3. Débits des sources Ochiro, Nouera, Panorama	125
3.1.4.4. Débits des forages	126
3.1.4.5. Débits des sources de Drama et de Milopotamos	126
3.2. Relation pluie-débit	130
3.3. Conclusions	131

CHAPITRE 4 : HYDRODYNAMIQUE

4.1. Etude des courbes de tarissement	133
4.1.1. Formule de MAILLET	133
4.1.1.2. Calcul du volume d'eau emmagasiné	134
4.1.2. Formule de TISON	138
4.1.3. Les caractéristiques du coefficient du tarissement	142
4.1.4. Formule de A. MANGIN	142
4.1.4.1. Principe	142
4.1.4.2. L'infiltration	144
4.1.4.3. Application à la source Mara	147
4.1.4.4. Détermination de la transmissivité T et du coefficient d'emmagasinement S par la courbe de tarissement	152

4.1.4.4.1. Méthode de MIJATOVIC	152
4.1.4.4.2. Calcul de T,S	153-154
4.1.4.4.3. Application à la source Mara	154
4.1.5. Etude de débits classés	155
4.1.5.1. Application à la source Mara pour la période d'octobre 1984 au 30 septembre 1986	156
4.1.5.2. Construction de la courbe de fréquences cumulées des débits classés selon A. MANGIN	159
4.1.6. Conclusions	163
4.2 Bilan hydrologique	164

CHAPITRE 5 : CARACTERISTIQUES
PHYSICOCHIMIQUES HYDROCHIMIE

5.1. Etude hydrochimique	167
5.2. Les paramètres physico-chimiques	167
5.2.1. La température	167
5.2.1.1. Source Mara	168
5.2.1.2. Source Ochiro	168
5.2.1.3. Source Panorama	168
5.2.1.4. Forages	168
5.2.1.5. Source temporaire de Mara	170
5.2.1.6. Source de Drama	170
5.2.1.7. Source de Milopotamos	170
5.2.1.8. Fluctuations des températures	170
5.2.1.9. Evolutions de la T°C pendant un cycle hydrologique	172
5.2.2. Le pH	175
5.2.3. La conductivité et la minéralisation	176
5.2.4. Courbes de distribution des fréquences	180
5.2.5. Les bicarbonates	180
5.2.6. Les sulfates	183
5.2.7. Les chlorures	185
5.2.8. Sodium-Potassium	186
5.2.8.1. Etude du rapport $\frac{rNa+}{rCl-}$	186
5.2.9. Calcium -Magnésium	186

5.2.9.1. Etude du rapport $\frac{r \text{ Mg}^{++}}{r \text{ Ca}^{++}}$	187
53. Les faciès chimiques	187
54. Echanges de bases	190
55. Teneur en tritium	191
56. Conclusion	192
Conclusions générales	193
Bibliographie	197
Liste des tableaux	201
Liste des figures	203
Annexes	207
Sommaire	210

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
B.P. 117
38000 GRENOBLE CEDEX
TEL. 04 77 27 14 44

THESE DE DOCTORAT

Titre de l'ouvrage :

COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DES MARBRES
DE LA BORDURE DU RHODOPE
HYDROGEOLOGIE DU SECTEUR SUD-OUEST
DU MASSIF DU FALACRON
MACEDOINE ORIENTALE - GRECE

Nom de l'auteur : Agoro DIMADI

Etablissement : Université Scientifique, Technologique
et Médicale de Grenoble I

25 MARS 1988

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
1 RUE MAURICE GIGNOUX
B 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.42

RESUME

Cette étude concerne la partie sud-ouest du Massif du Falacro au nord de la Grèce (Macédoine orientale), un massif de marbres limité par les plaines de Drama et de Nevrokopi et des intrusions granitiques.

Sa base perméable est formée de schistes et gneiss. La fracturation représentée par quatre familles de failles 0°-20°N, 40°-60°N, 100°-120°N et 140°-170° a déterminé la morphologie contemporaine du massif.

Elle conditionne également les écoulements souterrains et l'apparition des sources en voisinage de ces failles et le creusement des gouffres sur les failles et le creusement de la grotte Mara selon les directions 140°N et 110°N.

L'évaluation des volumes d'eau infiltrée à partir des données hydroclimatiques et des volumes de l'alimentation par les gouffres prouve que le massif reçoit une alimentation supplémentaire par ailleurs.

Les études hydrochimiques, hydrodynamiques montrent que les réserves en eau dans ce massif sont faibles et que les circulations se font à deux niveaux : l'un qui est un niveau surtout fissuré dans les marbres blancs et l'autre dans le niveau des marbres graphiteux où il y a augmentation du nombre des chenaux qui aboutissent à un drain principal correspondant à l'axe des gouffres vers la source Mara. Toutes les études précédentes ont démontré l'alimentation de la source Mara par les gouffres et l'existence d'apports supplémentaires tout en permettant de différencier cette source des sources Milopotamos et Drama qui sortent au sud-est du Massif du Falacro

MOTS-CLES

Grèce septentrionale ; Hydrogéologie karstique ; Marbres ; Massif du Rhodope ; Infiltration ; Gouffres ; Grotte ; Tarsissement ; Débits classés.