



HAL
open science

Etude hydrogéologique du bassin de la Thessalie orientale : application d'une nouvelle méthode d'analogie électrique sur papier conducteur

Dimitrios Constantinidis

► To cite this version:

Dimitrios Constantinidis. Etude hydrogéologique du bassin de la Thessalie orientale : application d'une nouvelle méthode d'analogie électrique sur papier conducteur. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1976. Français. NNT : . tel-00813711

HAL Id: tel-00813711

<https://theses.hal.science/tel-00813711>

Submitted on 16 Apr 2013

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.

DOUBLE
DOCTORAT

DE 3^{ème} CYCLE

205142

1976

40

205.142
1976
40

THESE
PRESENTEE

A L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE **GRENOBLE**
POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

Spécialité : Géologie Appliquée

Mention : Hydrogéologie

**ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN
DE LA THESSALIE ORIENTALE**

APPLICATION D'UNE NOUVELLE METHODE D'ANALOGIE
ELECTRIQUE SUR PAPIER CONDUCTEUR
PAR

CONSTANTINIDIS DIMITRIOS

Soutenu le 20 Mars 1976 devant la commission d'examen:

Président: R. BARBIER Professeur

*Rapporteur: J. SARROT-REYNAULD Professeur Directeur
de la Thèse*

Examineur: F. BAZIN Ingénieur en chef de la SOGREAH

Invités: R. DE LARMINAT R. HUBER



DOCTORAT DE 3^{ème} CYCLE

205142
1976
40

THESE
PRESENTEE

A L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE **GRENOBLE**
POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

Spécialité : Géologie Appliquée
Mention : Hydrogéologie

**ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN
DE LA THESSALIE ORIENTALE**

APPLICATION D'UNE NOUVELLE METHODE D'ANALOGIE
ELECTRIQUE SUR PAPIER CONDUCTEUR
PAR

CONSTANTINIDIS DIMITRIOS

T.46 / 99

Soutenu le 20 Mars 1976 devant la commission d'examen:

Président: R. BARBIER Professeur

*Rapporteur: J. SARROT-REYNAULD Professeur Directeur
de la Thèse*

Examineur: F. BAZIN Ingénieur en chef de la SOGREAH

Invités: R. DELARMINAT R. HUBER



AVANT PROPOS

En tête de cette étude, qu'il me soit permis de remercier toutes les personnes qui m'ont apporté leur aide. Qu'elles trouvent ici toute ma reconnaissance, car elles m'ont soutenu dans mon travail.

Ma profonde reconnaissance va, tout d'abord, à Monsieur le professeur J. SARROT-REYNAULD qui m'a permis de présenter ce mémoire en vue du Doctorat 3e cycle et a bien voulu m'apporter son appui lors de mes travaux de recherche, puis de rédaction

J'exprime ma vive reconnaissance envers Monsieur F. BAZIN, chef du Service Hydrogéologie de S.O.G.R.E.A.H. qui, avec ses conseils et son aide pendant toute la durée de mon travail, m'a permis de mener cette étude à son terme.

Je remercie également les hydrogéologues de S.O.G.R.E.A.H. en Grèce (région Thessalie), Messieurs R. de LARMINAT et R. HUBER qui, avec leur expérience et leurs conseils éclairés m'ont guidé dans mes recherches sur le terrain.

Qu'enfin le personnel français et grec de la mission trouve ici l'expression de ma vive gratitude pour l'aide qu'il m'a amicalement apportée, ainsi que mes camarades des équipes des géologues-surveillants, des équipes des inventaires des points d'eau et des équipes des mesures périodiques du niveau de l'eau.

INTRODUCTION

Les besoins en eau des peuples pour l'alimentation des villes et des villages, pour les cultures, ont amené l'homme à faire, depuis longtemps des puits, des forages et des travaux pour exploiter les ressources en eau dans toutes les régions du monde.

Maintenant que la pollution couvre d'un rythme essentiellement rapide toutes les parties du monde, l'homme cherche à conserver l'eau dans sa nature ou encore à l'améliorer.

Cette étude embrasse la moitié de la plus grande plaine de la Grèce - la plaine de Thessalie - qui se trouve en Grèce centrale. La plaine de la Thessalie est entourée de grandes montagnes.

L'étude a été faite dans le cadre du programme de développement des eaux souterraines de la Thessalie qui fait partie d'un grand programme de développement des eaux de la Grèce. Pendant la durée de cette étude, un modèle mathématique pour toute la plaine a été exécuté par la société S.O.G.R.E.A.H..

Dans notre recherche un modèle sur papier électrique de la Thessalie orientale a été établi pour essayer de faire l'évaluation des eaux souterraines, après une connaissance satisfaisante quantitative et qualitative des eaux.

Cette étude nous a permis d'inventorier environ 11 400 points d'eau. Environ cinquante forages de reconnaissance, une dizaine de piézomètres et 90 forages d'exploitation qui ont été réalisés dans les différentes régions de la plaine orientale donnent une bonne connaissance des nappes phréatiques et profondes.

La plupart de ces points ont été nivelés topographiquement. Plus de 1000 points d'eau donnent une précision satisfaisante pour l'exécution d'études hydrogéologiques.

Le Service de l'Institut Géologique et des Recherches du Sous-sol, a fait aussi 19 forages de reconnaissance dont les résultats ont pu être utilisés. Le même service a installé en 1971 trois lysimètres pour les mesures de l'infiltration de l'eau dans les régions plates.

Des travaux de géophysique ont été faits par la société C.G.G. dans le cadre du programme, mais il y avait aussi des travaux géophysiques anciens, exécutés par la société Lerici et par l'I.G.R.S.

Dans le cadre de l'étude on a fait des levés géologiques sur les cartes au 1/50 000 dans la partie de la région E et S du bassin.

Les mesures périodiques du niveau statique dans les piézomètres d'observation ont été faits régulièrement chaque semaine ou chaque 15 jours.

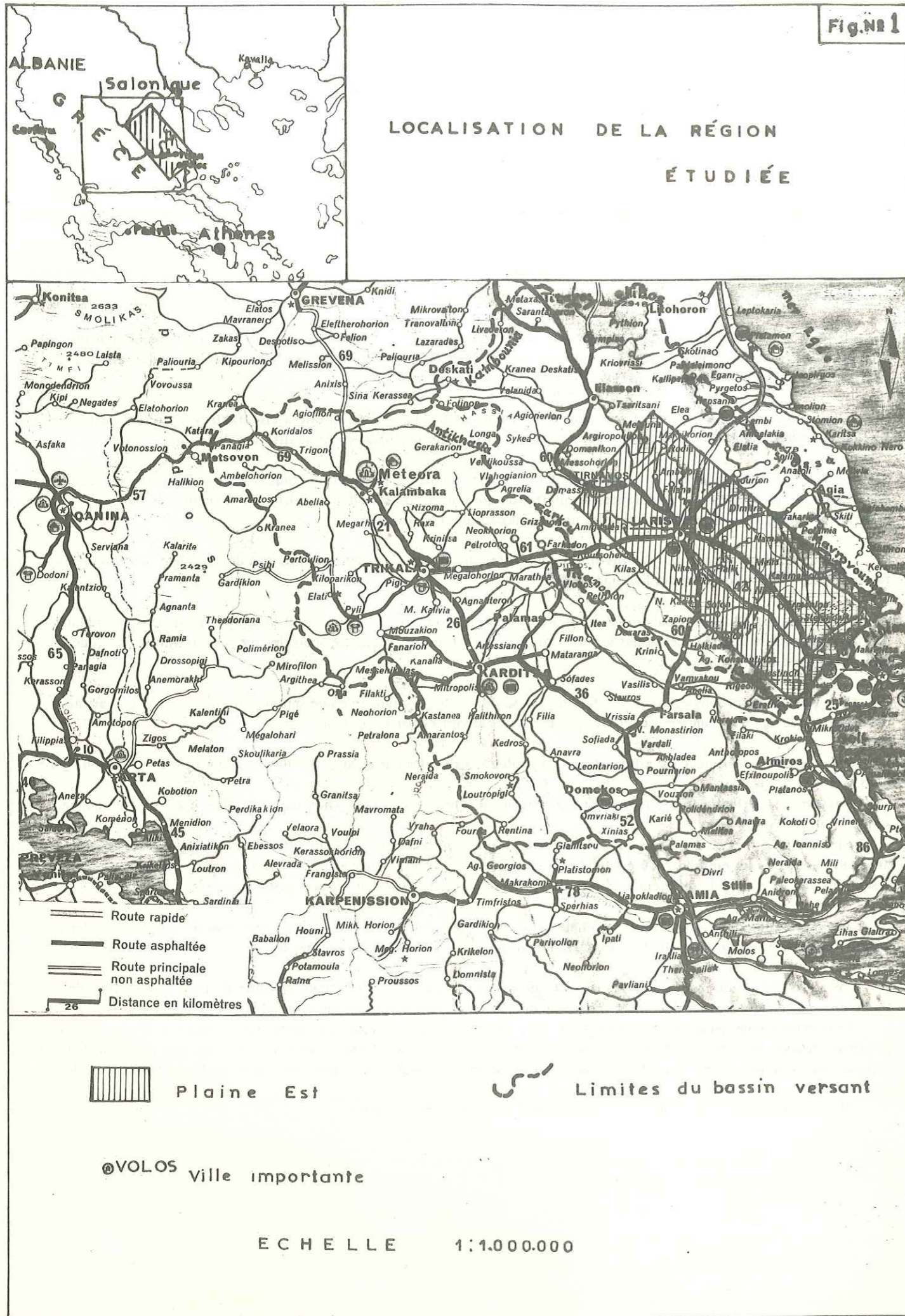
Sur la plupart des points d'eau qui ont été inventoriés, nous avons pris échantillons d'eau, et avons exécuté des analyses complètes sur environ 1350 points d'eau ; analyses qui ont été utilisées pour faire des cartes hydrochimiques dans lesquelles on a distingué la différence de qualité des eaux profondes et des eaux peu profondes.

Les mesures de débit qui ont été commencées depuis une dizaine d'années et qui continuent à se réaliser sur les nouvelles stations qui ont été installées en 1972, donnent une précision satisfaisante pour le cycle de l'eau du bassin.

Pour l'exécution du modèle mathématique, la société S.O.G.R.E.A.H., dans le cadre du programme a fait des recherches qui concernent les documents complémentaires indispensables pour les introduire dans le modèle.

Les cartes topographiques à l'échelle 1/50 000, couvrent toute la surface du bassin (équidistance à 20 m). Dans la plaine on dispose des cartes au 1/20 000 avec équidistance des courbes de niveau de 1 m ou 0,5 m. Des cartes au 1/100 000 soit par réduction des cartes au 1/50 000, soit comme cartes stratégiques ou encore des cartes au 1/200 000 ont été fournies pour l'étude.

Il existe aussi des cartes, échelle au 1/5 000 pour une partie de la région.



I. - GENERALITES

1.1. - CADRE GEOGRAPHIQUE

La plaine intérieure de la Thessalie se divise en deux parties inégales :

- la partie occidentale, la plus étendue ;
- la partie orientale qui fait l'objet de cette étude.

Les deux parties sont séparées par des chaînes de collines et de montagnes.
La plaine orientale occupe un grand synclinal tectonique; orientée du NW vers le SE, elle est longue de quelques 20 km de large.

Elle est située entre les chaînes montagneuses suivantes (fig. n° 1).

- la chaîne de l'Olympe (Olymbos),
- la chaîne de l'Ossa ou (Kissavos),
- la chaîne de Mavrovounion,
- la chaîne de Pilion,
- la chaîne de Khalkodonion,
- la chaîne de Titanos,
- la chaîne de Kambounia-Antikhassia,
- la chaîne de Titaros.

Dans la partie centrale de la plaine E se trouve la plus grande ville de la région - et même la plus grande de Thessalie -, la ville de Larissa, centre agricole et commercial de toute la région et actuellement une place de développement industriel.

Les petites villes se développent :

- au Nord de Larissa, à une distance de 15 km, la ville de Tirnavos ;
- à l'Est de Larissa, à une distance de 30 km, la ville d'Ayia ;
- au SE de Larissa, (à 18 km), en bordure E de la Thessalie orientale se trouve la ville importante de Volos qui est un port dans le golfe pagassitique. La région orientale du bassin couvre une grande partie de la préfecture de Larissa et la moitié (partie W) de la préfecture de Magnissia (Volos).

Une partie de la surface de la préfecture de Larissa se trouve en dehors des limites du bassin, c'est la province de Farsala, au Sud, qui se trouve dans la partie occidentale du bassin et une partie de la province d'Ayia qui se trouve en dehors des limites du bassin oriental, vers la mer Egée. La Thessalie orientale a une population d'environ 220 milles habitants.

1.2. - GEOMORPHOLOGIE

La plaine de la Thessalie orientale couvre une surface qui forme le tiers du bassin, elle est entièrement cultivée, et il y existe des aquifères dans les sédiments alluvio-quaternaires de grandes épaisseurs.

Autour de cette plaine plate, il y a des reliefs très accentués, la partie nord de ce relief est occupée par les monts (voir carte n° 1).

- Titaros, avec le sommet le plus haut "Khlamboura" (altitude 1839 m)
- l'Olympe-haut avec les sommets les plus hauts : Panthéon (altitude 2917 m) ; Skolion (altitude : 2911 m) ; et Frougouloni (altitude : 2684 m) ;
- l'Olympe-bas avec des sommets les plus hauts : Métamorphossis (altitude : 1587 m), et Godaman (altitude 1929 m).
- l'Est du bassin est occupé par les monts : Ossa, avec le sommet le plus haut : Profitis Ilios (altitude : 1978 m), Mavrovounion (altitude : 1054 m) ;
- le SE du bassin est occupé par le mont Pilion, avec le sommet le plus haut à 1551 m.

Toutes ces montagnes forment les limites du bassin, au N, à l'E et au SE. Elles ont la même orientation et continuent vers la mer Egée avec un relief fort et descendent immédiatement au bord de la mer.

La partie S du bassin occupe les montagnes Khalkodonion (altitude la plus grande 725 m) et les petites montagnes de Sesklon (sommets du Mavrovouni 526 m).

- La partie W du bassin est occupée par les montagnes de Zarkou (altitude la plus haute 685 m), le Titanos (altitude la plus haute : 693 m), le Filiion-Oros (le plus haut sommet : 533 m)
Toutes ces montagnes forment une chaîne continue au SW du bassin.

La partie NW du bassin est occupée par les montagnes Antithassia (le sommet le plus haut Oxia : 1416 m) et Camvounia (avec le sommet le plus haut : 1476 m).

Au N et NE du bassin, la surface topographique est très inclinée car les grandes montagnes déjà citées s'élèvent immédiatement sans que l'on ait des collines ou piémont. Ce n'est qu'à l'Ouest des piémonts d'Ossa que les collines du village Sokourion et Makrikhovion donnent une surface moins inclinée, d'ailleurs elles séparent la région de la vraie plaine, et entourent une autre petite plaine, appelée la plaine de Sikourion.

A l'Ouest et au Sud Ouest, la surface topographique est moins inclinée car avant les hauts sommets il y a des séries de collines.

Au NW du bassin versant, la surface topographique est moyennement inclinée à cause des collines des régions de Damassi, Potamia, Elasson, le relief est plus ou moins accentué et la région est drainée par différents torrents.

Les plus grands axes du relief morphologique ont une orientation de NW - SE ou encore de NNW - SSE. Ces axes sont les plus hauts. Mais il y a des petits axes de relief morphologique qui ont une direction (orientation) perpendiculaire à la première. Ces axes sont apparus plus récemment que les autres axes, comme par exemple les axes des collines au Sud du Sikairion et au Sud du Karla.

En général les limites du bassin versant (les limites hydrologiques) sont aussi des limites hydrogéologiques. Les exceptions se présentent dans les régions des marbres et calcaires. Donc les limites géographiques du bassin de la Thessalie et particulièrement de la Thessalie orientale sont des limites naturelles (voir carte n° 1).

Dans Des grandes et nombreuses failles et de nombreux plis ont construit le relief très accentué de la Thessalie. Ceci provient de la surrection des massifs cristallins qui a provoqué la fracturation des marbres ou calcaires par les failles et le plissement des schistes.

1.2.1. - Superficie et répartition des altitudes (voir fig. n° 2)

Le bassin versant du Pinios couvre une surface de 10 320 km² dont 4 533 km² forment la partie orientale et 5 787 km² constituent la partie occidentale. Le bassin versant de l'ancien lac du Karla s'évacue vers le golfe Pagassitique par un tunnel d'évacuation.

Dans le bassin du Pinios, 43 % de la surface sont situés en dessous de 200 m, 70 % sont situés au-dessous de 500 m et seulement 6,0 % au-dessus de 1200 m.

L'altitude moyenne de la surface du bassin du Pinios se trouve à 1480 m qui est celle de 3 % de sa surface, mais la moitié des altitudes de la surface est située en dessous de 240 m et c'est une surface de 5 160 km².

Les régions plates se situent entre les courbes 50 et 300 m. Elles comprennent 4320 km² entre les courbes 50 et 200 m et 1400 km² entre 200 et 300 m, soit 5 720 km² ou encore 55 % de la surface du bassin versant.

Pour le bassin oriental 35 % de la surface sont situés en dessous de 200 m, 60 % sont situés au-dessous de 500 m et seulement 5 % de la surface sont situés au-dessus de 1200 m.

L'altitude moyenne de la surface du bassin oriental se trouve aussi à 1480 m, qui est celle de 3 % de sa surface.

Les régions plates se situent toutes entre les courbes 50 et 400 m, et comprennent 1190 km² entre 50 et 200 m, 570 km² entre 200 et 300 m et 310 km² entre 300 et 400 m, soit une superficie de 2010 km² ou encore 59 % du bassin versant.

Une simple comparaison des deux bassins versants montre qu'ils ont une forte proportion de leur superficie où les régions hautes ont un petit pourcentage dans la totalité de la surface et les régions plates qui se trouvent entre 80 et 300 ou 400 m couvrent la moitié de la surface et ce sont les altitudes les plus fréquentes.

Au bassin de Karla (ancien lac) l'altitude moyenne de la surface se trouve à 850 m qui est celle de 5 % de la surface ; la moitié de la surface se situe en dessous de 165 m, 510 km² soit 55 % de la surface sont situés en dessous de 200 m, 560 km² c'est seulement 3,7 % de la surface sont situés en dessous de 1000 m.

Les régions plates se situent toutes entre les courbes de 50 à 200 m et couvrent une superficie de 555 km². Les régions moins inclinées se trouvent entre des latitudes de 200 et 400 m et représentent 205 km². Entre 400 et 600 m la superficie est de 142 km². Au total une superficie de 113 km² ou encore 11 % du bassin versant se trouvent au-dessus de 600 m.

La comparaison du bassin de Karla avec les autres bassins indique que ce bassin a un relief différent des autres. D'ailleurs il n'y a pas de surface d'altitude inférieure à 45 m dans le bassin du Karla.

Les trois bassins se caractérisent par une faible pente de la courbe hypsométrique vers les basses altitudes, et une très forte pente de la courbe aux hautes altitudes. Ceci indique qu'il faut avoir une forte érosion aux hautes altitudes et une faible érosion aux basses altitudes.

Fig. N° 2

COURBES HYPSONOMETRIQUES ET HISTOGRAMMES DE LA FREQUENCE ALTIMETRIQUE DE LA SURFACE DES BASSINS DU PINIOS

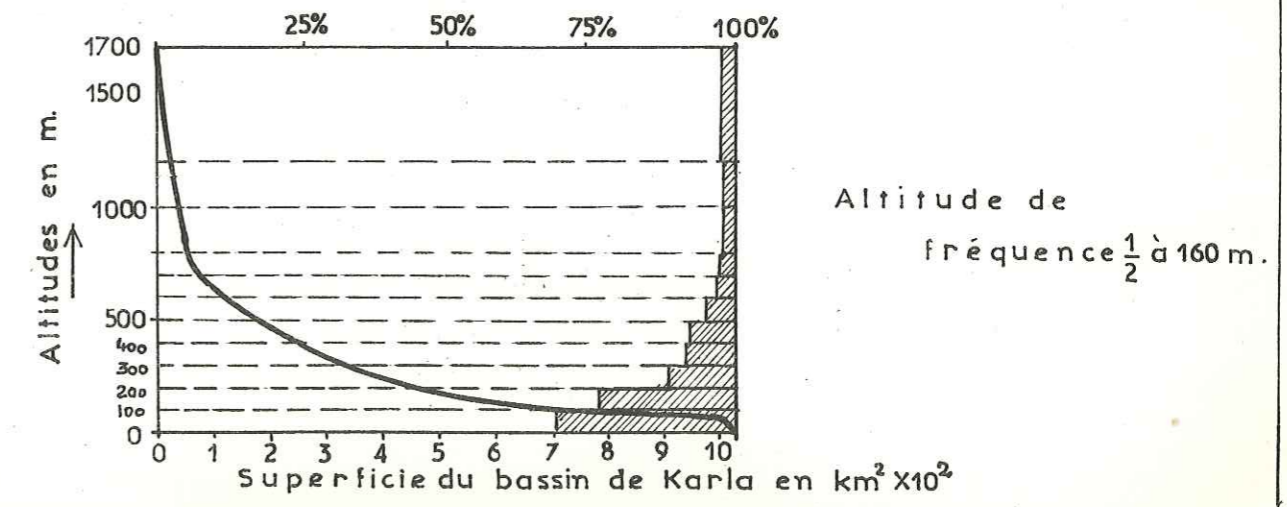
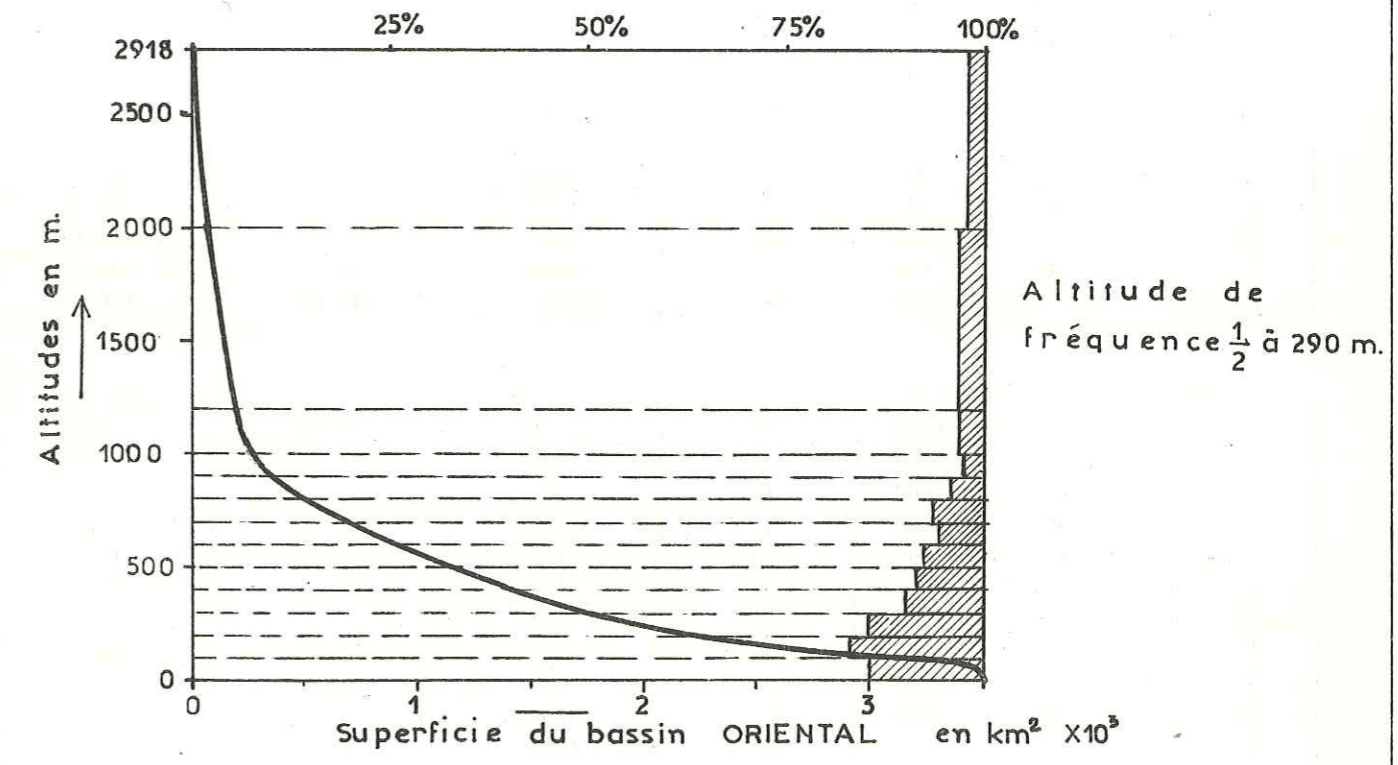
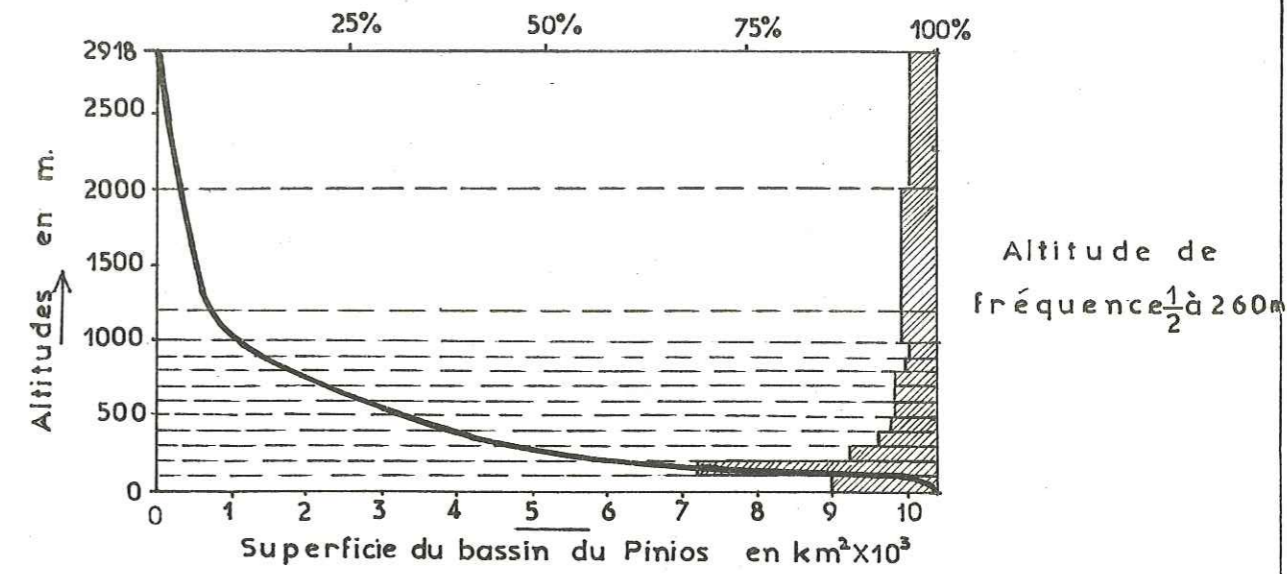


TABLEAU DE DISTRIBUTION DES SURFACES DES BASSINS VERSANTS DU PINIOS

Bassin	Tranches d'altitudes en m		Surface en km ²		%	Σ des %
				Σ des surfaces		
Pinios (total)	2000		306	306	2,96	2,96
	2000	1200	348	654	3,37	6,33
	1200	1000	298	952	2,88	9,22
	1000	900	287	1230	2,78	12,00
	900	800	446	1685	4,32	16,32
	800	600	500	2669	4,93	25,86
	600	500	498	3167	4,82	30,68
	500	400	651	3818	6,36	36,99
	400	300	687	4505	6,65	43,65
	300	200	1408	5913	13,64	57,29
	200	100	2998	8911	29,05	86,34
	100	1410	10320	13,75	100,00	

Bassin oriental	2000		75	75	2,13	2,13
	2000	1200	105	180	2,08	5,12
	1200	1000	76	256	2,16	7,28
	1000	900	88	344	2,50	9,79
	900	800	186	530	5,29	15,08
	800	700	174	704	4,95	20,03
	700	600	209	913	5,94	25,98
	600	500	218	1131	6,20	32,19
	500	400	277	1408	7,88	40,07
	400	300	308	1716	8,76	48,84
	300	200	569	2285	16,19	65,04
200	100	713	2998	20,29	85,34	
	100	515	3513	14,65	100,00	

Bassin de Karla	1200		20	20	1,96	1,96
	1200	1000	18	38	1,76	1,72
	1000	800	17	55	1,66	5,39
	800	700	18	73	1,76	7,15
	700	600	39	112	3,82	10,08
	600	500	72	184	7,05	18,03
	500	400	71	255	6,96	25,00
	400	300	75	330	7,05	32,35
	300	200	133	463	13,03	45,39
	200	100	237	700	23,23	68,62
	100	50	314	1014	30,78	99,41
	50	6	1020	0,58	100,00	

1.2.2. - Réseau hydrographique

Les deux plaines de la Thessalie sont drainées par le cours principal de la rivière Pinios, qui après la traversée de la plaine W, où il draine la plus grande partie des eaux entre dans un couloir sédimentaire ; le couloir de Piniàs-Koutsokhiron. Il pénètre ensuite dans une gorge très étroite, créée dans les marbres par une faille. En débouchant dans une gorge il entre dans la plaine E par les limites SW de la moitié de la partie SW de la plaine, et sort par les limites NE de la même partie.

Dans cette partie, la rivière fait beaucoup de méandres et il existe des méandres anciens abandonnés dans certaines parties de son trajet. Ces dernières années, on a construit des digues, surtout à droite du lit de la rivière pour protéger de grandes surfaces contre l'inondation pendant les crues.

La Pinios, dans la plaine E, juste avant sa sortie par la plaine, reçoit en rive gauche, la rivière temporaire de Titarissios et ses affluents en amont qui sont : l'Elassonitikos et le Kefalovrisson, qui drainent toute l'eau de cette région montagneuse.

Une autre rivière temporaire, le Khouzbassanotikos qui se jette dans le Pinios, en rive droite, juste après Larissa. Après, la rivière entre dans le lit étroit, traverse la petite plaine de Gonní, et à travers une gorge, se dirige vers la mer Egée.

Le bassin de la Thessalie orientale ne s'ouvre sur la mer que par une petite gorge et se jette dans la mer par le delta du Pinios.

La sortie naturelle des deux plaines vers la mer se fait par la vallée du Tempi, qui est très étroite, et dont les flancs sont très inclinés. Elle a une forme en V et certainement un âge très récent, parce qu'elle provient de la réaction des failles, de l'érosion et des autres accidents tectoniques.

D'autres sorties de cette cuvette topographique existent sous forme de cols :

- Cambounia et Titaros, le col de Sarantaporon,
- Ossg et Mavrovounion, le col de Potamia,
- Khalkodonion, le col de Sesklon.

Dans le bassin du Karla, là où il y avait le lac, le Service Hydraulique du Ministère des Travaux Publics a construit des canaux de drainage.

Le lac a été asséché par la construction du tunnel d'évacuation en 1958. La densité du réseau hydrographique D et le coefficient de drainage d, sont les principaux paramètres et les plus importants pour la caractérisation d'un réseau hydrographique du bassin.

Le coefficient de drainage peut être caractérisé comme coefficient de drainage primaire, secondaire, etc.

Dans le cas du bassin oriental, on a :

- la densité du réseau D = $\frac{N}{A} = \frac{900}{3513} = 0,25$ ou

N : nombre total de cours d'eau, et
A : surface du bassin versant drainé en km²

- le coefficient de drainage primaire d₁ = $d_1 = \frac{A}{L} = \frac{3513}{350} = 10$ ou

L : longueur totale de cours d'eau primaire

La valeur de la densité est relativement faible sur le bassin et le coefficient de drainage d₁ est très fort.

Pour le bassin de Karla,

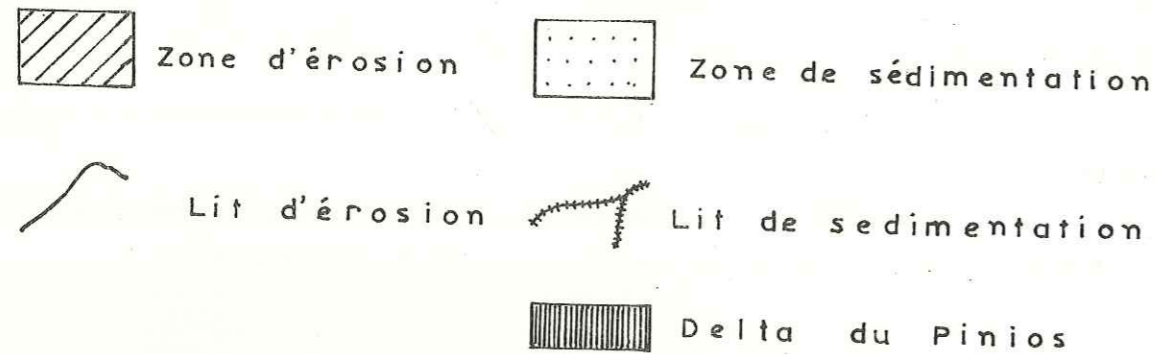
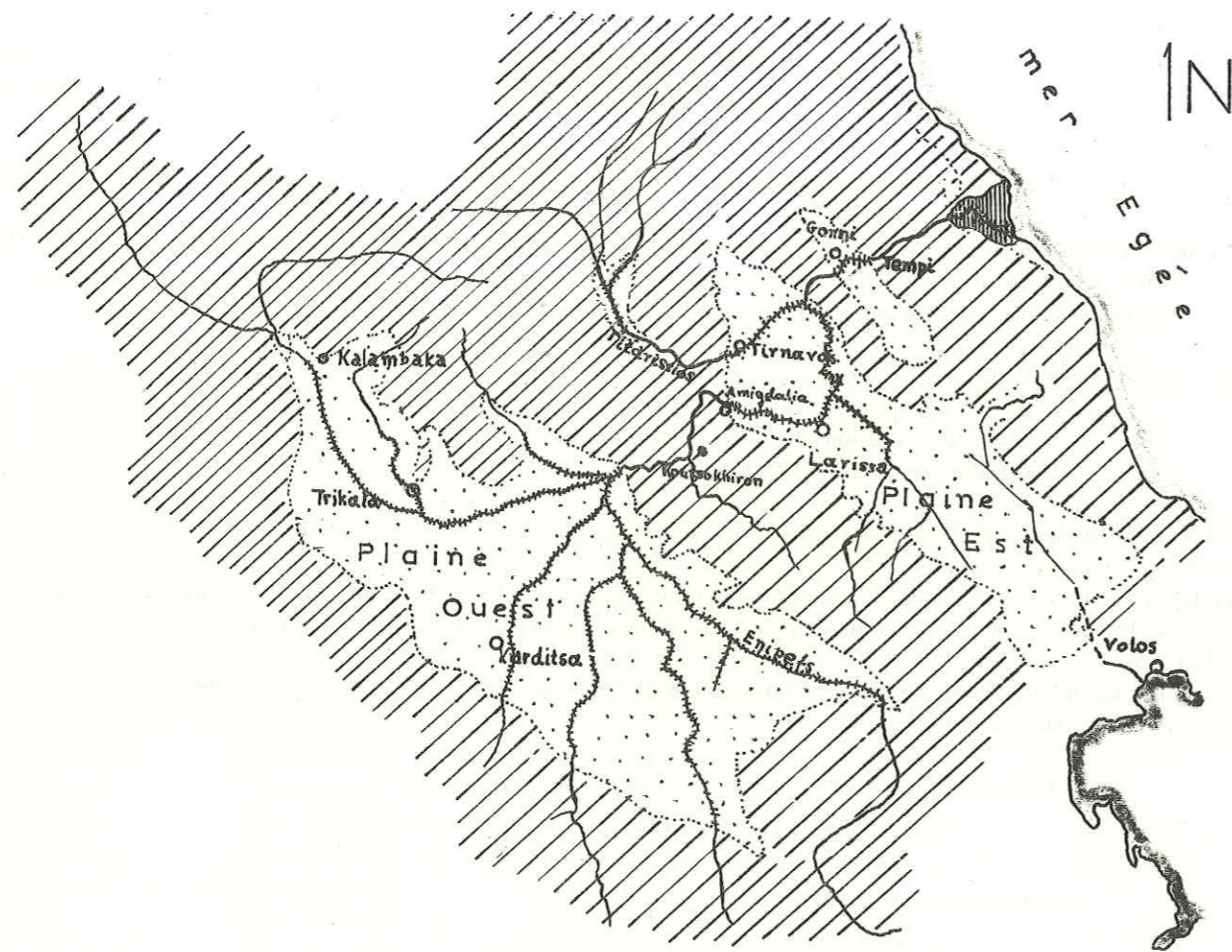
La densité D = $\frac{N}{A} = \frac{250}{1020} = 0,25$ est la même que pour le bassin oriental et le coefficient

de drainage primaire d₁ =

$d_1 = \frac{A}{L} = \frac{1020}{100} = 10$ est identique à celui du bassin oriental. Ces valeurs indiquent que

sur le bassin nous avons un climat sec et peu humide et un fort ruissellement et une faible infiltration.

EROSION ET SEDIMENTATION PAR LE PINIOS



1.2.3. - L'érosion du Pinios

Le Pinios, principale rivière de la région d'étude présente une érosion spéciale (voir fig. n° 3)

- L'érosion du Pinios est très grande dans les montagnes, à cause de la grande pente de la surface du sol, à cause des grandes crues brutales pendant le printemps, et aussi à cause du manque de couverture végétale.

On voit dans le lit de la rivière à Kalambaka, au débouché dans la plaine où le lit s'élargit, des apports de grandes quantités de gros galets, cailloux, etc. L'eau de la rivière, pendant la crue amène des matériaux dont les plus fins se déposent plus loin, dans les régions où la pente du lit est très faible.

La rivière érode d'abord par ses affluents les roches des hautes régions du bassin occidental (voir fig. n° 3), puis dépose des sédiments. Il a été déposé depuis longtemps des centaines de mètres de sédiments dans la plaine occidentale de la Thessalie. En entrant dans les collines qui séparent les deux plaines, Le Pinios provoque une deuxième érosion des roches de son lit où affleurent entre Koutsokhiron et Amigdalía, les marbres. Le Pinios dépose ensuite, pour la deuxième fois, des sédiments sur la partie E (aval) du bassin oriental. Après, la rivière entre dans une gorge où les roches du socle sont aussi en surface du lit. Là, l'érosion se fait sur les schistes cristallins ou sur les ophiolites.

Une troisième sédimentation se fait dans la petite plaine de Gonni où la pente du lit de la rivière est petite. Ensuite la rivière entre dans la gorge de Tempí où elle provoque l'érosion des marbres et des schistes qui existent dans le lit de la rivière.

En sortant de cette gorge, le Pinios forme son delta en déposant les sédiments d'érosion les plus fins et créé, comme toutes les rivières un delta terminal avant la mer.

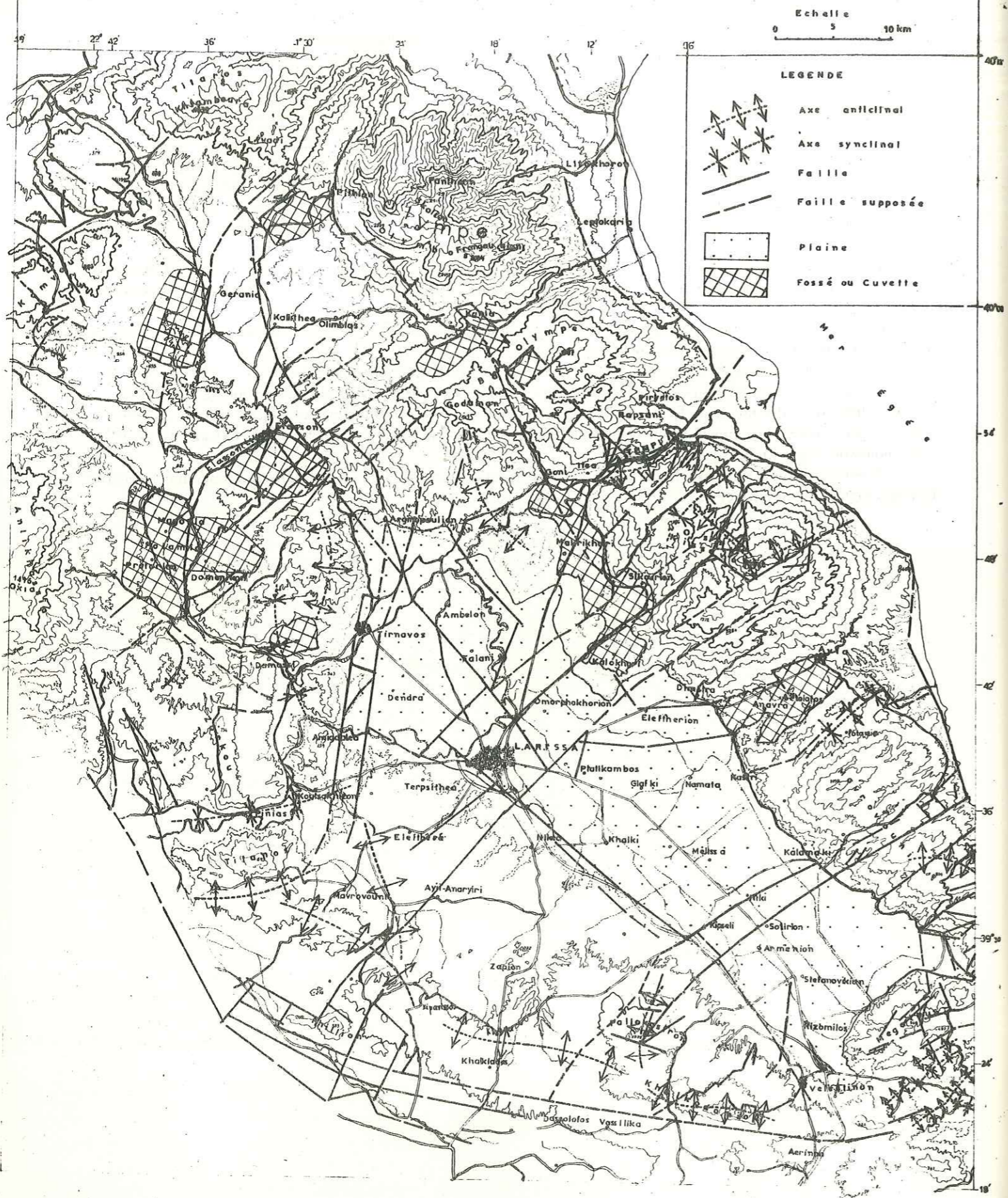
Ainsi, il y a quatre zones d'érosion et quatre zones de sédimentation bien distinctes.

Ce cycle multiple d'érosion-sédimentation de la rivière provient de la morphologie spéciale du bassin :

- l'axe principal de l'écoulement du Pinios est perpendiculaire aux anciennes lignes tectoniques, aux anciennes failles, aux sillons anticlinaux ou encore grands axes de chaînes montagneuses de Thessalie. Cet axe est parallèle aux nouvelles lignes tectoniques de Thessalie.

C'est en raison par ailleurs de cette tectonisation spéciale que la plaine de Thessalie se divise en deux parties hydrogéologiques bien distinctes.

SCHEMA OROGRAPHIQUE DE LA THESSALIE ORIENTALE



2. - ETUDE GEOLOGIQUE

Le bassin de la Thessalie orientale et les montagnes qui l'entourent font partie de deux zones tectoniques de la Grèce : la zone pélagonienne et la zone subpélagonienne.

Les chaînes de ces deux zones sont caractérisées par l'orientation générale des plis du NW vers le SE, en deux axes principaux : le premier axe étant celui des montagnes Olympe, Ossa, Mavrovounion, Pilion, et le deuxième celui des montagnes Antikhassia, Zarkou, Titanos, Khalkodonion.

Les montagnes Olympe et Ossa forment des dômes constitués d'anciennes roches cristallines, de marbres et de schistes : les montagnes Mavrovounion et Pilion sont composées de schistes phylliteux, sériciteux, de schistes gneissiques à micas et séricite. Les ophiolites et les roches éruptives sont très fréquentes dans ces montagnes.

D'autres montagnes sont constituées aussi d'anciennes roches cristallines : marbres et schistes, et de roches récentes : calcaires mésozoïques comme dans la partie ouest du bassin.

Les collines qui se trouvent aux limites W de la plaine sont constituées des formations du Néogène et du Quaternaire. Toute la Thessalie est formée de deux fossés principaux, fossés d'effondrement du Plio-Quaternaire, qui font partie d'un axe principal d'orientation NW-SE : le sillon mésohellénique ainsi appelé par les géologues qui l'ont étudié.

E. HAUG (1921) a signalé l'existence d'un sillon ultraégéen en forme de V qui traverse la mer Egée et dont la branche occidentale unit le golfe pagassitique à la mer de Marmara. Cette branche occidentale du sillon ultraégéen est maintenant appelée sillon mésohellénique. Le nom de "sillon mésohellénique" avait été donné, en 1924, par M.F. KOSSMAT à la région du Vardar-Axios (la plaine de Salonique), mais actuellement le sillon ultraégéen d'âge tertiaire est appelé sillon du Vardar-Axios et celui de notre région qui se prolonge jusqu'à la Macédoine occidentale et même plus loin est appelé sillon mésohellénique.

2.1. - STRATIGRAPHIE

La carte géologique à l'échelle de 1/100 000 est établie (pl. n° 2) à partir :

- Des relevés géologiques effectués en 1974, dans le cadre de cette étude sur les cartes topographiques à l'échelle du 1/50 000 : Gonnoi, Ayia, Rapsani, une partie de Velesinon et Volos ;
- Des relevés géologiques effectués en 1974 par M. DABROWSKI sur les feuilles 1/50 000 Larissa, Farakadon, Platikambos et Elasson ;
- De la carte géologique de la Grèce au 1/500 000 de l'I.G.R.S. (Institut Géologique et de Recherches Sous-Sol) ;
- Nous avons consulté aussi l'ancien relevé géologique des bordures de la Thessalie fait par l'I.F.P. pour les recherches de pétrole, ainsi que la carte géologique établie par ELECTRO - WATT.

Nous essayerons de décrire successivement les différents étages géologiques de la région à partir des plus anciens.

Zones tectoniques et esquisse géologique de la Grèce centrale

D'après les cartes géologiques au 1/200 000 de J. BRUNN et J. AUBIN et la carte géologique au 1/500 000 légèrement modifiées).

Zones :

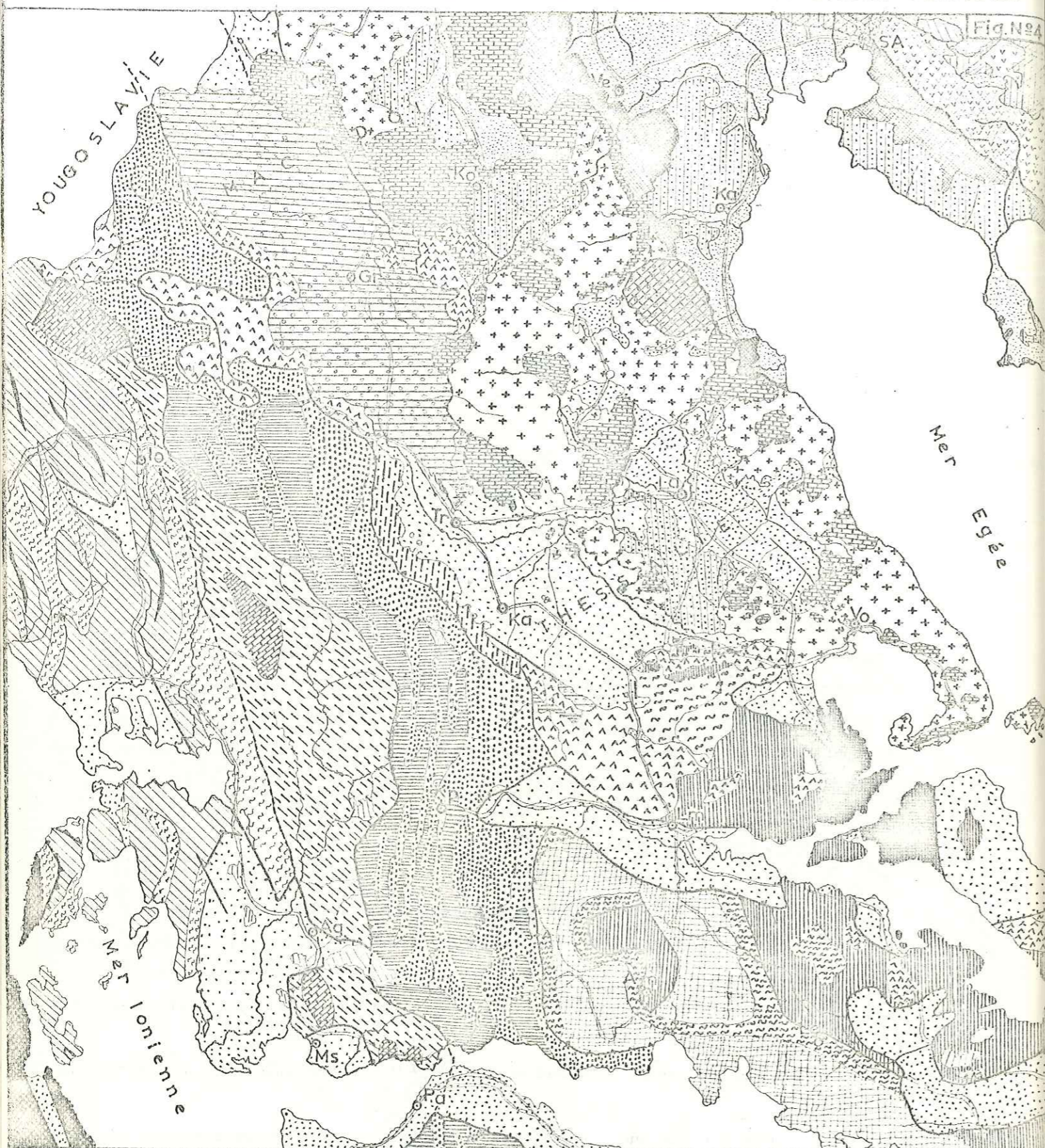
Pr : zone préapulienne ; I : zone Ionienne ; G : zone de Gavrovo ; Pi : zone du Pinde ; Pa : zone du Parnasse-Ghiona ; SP : zone subpélagonienne ; Si : sillon mésohellénique ; P : zone pélagonienne ; Ol : zone d'Olympe ; V : zone du Vardar (Axios) ; Rh : zone du Rhodope.

Villes importantes :

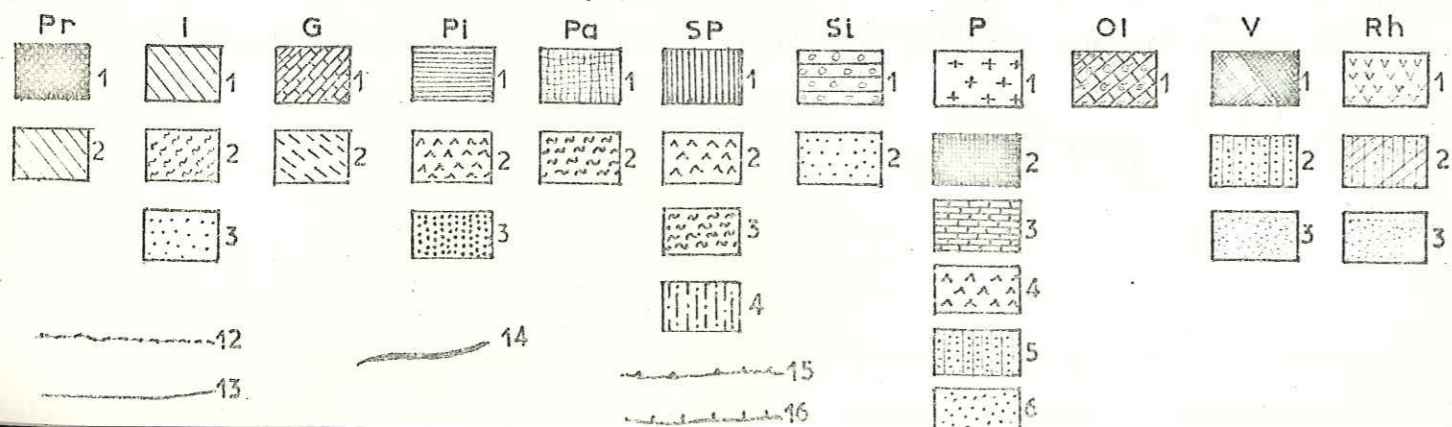
SA : Salonique ; Kt : Katerini ; Ko : Kozani ; Gr : Grévena ; I : Ioannina ; Ve : Veria ; La : Larissa ; Tr : Trikala ; Ka : Karditsa ; Vo : Volos ; Lm : Lamia ; Kp : Karpenission ; Ks : Kastoria ; Ar : Arta ; Ms : Messolongion ; Pa : Patre ; Le : Levadia ; Am : Amfissa ; Ag : Agrinion.

Légende et faciès lithologiques :

Zone Praapulienne 1.1 : sédiments mésozoïques ; 1.2 : sédiments tertiaires.
 Zone Ionienne : 2.1. : sédiments mésozoïques ; 2.2. : flysch ; 2.3. : Néogène ou Quaternaire.
 Zone de Gavrovo G : 3.1. : sédiments mésozoïques (calcaires) ; 3.2. : flysch.
 Zone du Pinde Pi : 4.1. : sédiments mésozoïques ; 4.2. : Roches vertes ; 4.3. : flysch.
 Zone du Parnasse-Ghiona Pa : 5.1. : Couverture mésozoïque ; 5.2. : flysch.
 Zone subpélagonienne SP : 6.1. : Couverture mésozoïque ; 6.2. : Ophiolites ; 6.3 : flysch ; 6.4. : sédiments mésozoïque (faciès intermédiaires).
 Sillon mésohellénique Si : 7.1. : molasse (conglomérats-grès-marnes) ; 7.2. : Quaternaire et alluvions.
 Zone Pélagonienne P : 8.1. : Roches cristallines et cristallophylliennes ; 8.2. : socle permo-carbonifère ; 8.3. : marbres et calcaires ; 8.4. : Ophiolites ; 8.5. : Sables et grès lacustres ; 8.6. : Quaternaire et alluvions.
 Zone d'Olympe Ol : 9.1. : Calcaires, dolomies et flysch d'Olympe.
 Zone du Vardar V : 10.1. : Ophiolites et roches associées ; 10.2. : Sables et grès lacustres ; 10.3. : Quaternaire et alluvions.
 Zone du Rhodope Rh : 11.1. : Granite et roches éruptives ; 11.2. : roches métamorphiques ; 11.3. : Sables et grès lacustres.
 12 : limites des zones tectoniques ; 13 : failles ; 14 : anticlinaux ; 15 : front de charriage principal ; 16 : chevauchements parautochtones.



LEGENDE



2.1.1 - Zone pélagonienne

Les roches cristallines et métamorphiques du Paléozoïque couvrent la plus grande partie de la région étudiée. Ces roches constituent le massif pélagonien qui forme les grandes montagnes : l'Olympe, Ossa, et Mavrovouni.

Vers le Nord, le massif pélagonien se prolonge jusqu'aux montagnes Piéra et Vérmon, et plus loin, vers le Sud, jusqu'au Pilon, au Nord de l'île d'Eubée et une partie des îles de Skopelos et Skiathos (voir fig. n° 4).

Dans la région du bassin de la Thessalie orientale, les roches métamorphiques sont représentées en général par des schistes et des marbres dans lesquels on trouve presque toutes les roches éruptives, mais surtout des ophiolites qui couvrent de grandes surfaces.

Puisque toutes les roches métamorphiques du massif pélagonien ont cristallisé plusieurs fois, il est difficile - sinon impossible - de trouver des fossiles caractéristiques d'un étage. Chaque couche de la série n'a pas été étudiée en détail, mais on sait que ce massif cristallin forme le substratum de presque toute la plaine étudiée ici.

Les géologues qui ont étudié l'Olympe marquent un très grand chevauchement qui recouvre tous les calcaires et les marbres de l'Olympe (GODFRIAUX, 1962).

Les plus grandes montagnes du massif pélagonien auraient donc été couvertes de roches cristallines et les marbres d'âge plus récent représenteraient des fenêtres après soulèvement des deux montagnes et décapage par l'érosion, mais l'existence d'un tel chevauchement qui couvre tout l'Olympe et Ossa, est probable, mais pas certaine.

L'étude d'ELECTRO WATT marque des failles ou des contacts anormaux autour des montagnes de l'Olympe et d'Ossa.

Autour de ces montagnes, les schistes cristallins de la zone pélagonienne se trouvent en discordance tectonique sur les marbres pélagoniens mais on trouve également des séries de marbres bien développées dans les schistes cristallins.

De toute façon, les grandes masses de marbres se trouvent sous les schistes, car si c'était le contraire, il faudrait qu'on ait de grandes sources karstiques aux points où les contacts entre schistes et marbres sont les plus bas topographiquement.

Aucune grande source karstique ne se trouve dans ces deux grands massifs calcaires. Les sédiments qui reposent sur ce massif commencent par le Trias ou le Jurassique inférieur, le Crétacé ou même le Quaternaire.

Le Trias est formé de calcaires cristallins ainsi que le Jurassique et le Crétacé.

La zone pélagonienne est donc caractérisée par une couverture de calcaires récifaux ou lagunaires allant du Trias au Crétacé supérieur. Celui-ci étant transgressif et discordant sur le socle cristallin, se développe bien dans la région d'Ayia, à la région du village Potamia. En se dirigeant vers l'Est, on peut trouver la série des schistes et calcaires jurassiques et des calcaires crétacés qui reposent en discordance sur le socle cristallin.

Sur le socle pélagonien reposent aussi les ophiolites qui en quelques points se trouvent en place sur leur substratum, mais pas partout.

D'après BRUNN (1950), dans le massif Kamvornia, les ophiolites sont en place du point de vue stratigraphique et tectonique sur un substratum sédimentaire pélagonien.

Ceci montre qu'elles sont restées solidaires de l'axe pélagonien tant du point de vue de la tectonique tertiaire que de la tectonique éocrétacée.

Pour AUBOUIN (1969), le massif pélagonien aurait accompagné la nappe ophiolitique subpélagonienne dans sa translation vers le SW.

Mais, à notre avis, vers l'Est du massif pélagonien les ophiolites sont décollées de leur substratum et chevauchent, comme nous verrons ensuite, le socle pélagonien.

2.1.1.1. - Schistes

La série des schistes est formée de différentes roches cristallines : phyllites, gneiss et schistes gneissiques, schistes sériciteux, micaschistes, chloritoschistes, amphibolites, présentant une grande diversité de faciès. Ces formations pélagoniennes sont plus anciennes que les marbres en plaquettes d'âge paléozoïque.

A l'Olympe et Ossa, on les trouve en contact anormal sur les marbres et comme nous l'avons dit d'après GODFRIAUX, ces roches cristallines y chevauchent les marbres autochtones. Au Nord et Nord Est de la ville d'Elasson, on a de grandes surfaces couvertes par la série des schistes avec des ophiolites et cela jusqu'au piémont de l'Olympe. A l'Ouest de la région de Vlachoyiani, les schistes couvrent presque toute la région des montagnes Antikhassia et Kamvounia.

Au Nord et à l'Ouest du village Gonni, les "Schistes" forment une grande région jusqu'aux villages Kalipefki et Karié dans la montagne de basse Olympe. Les parties nord ouest et sud du massif d'Ossa comportent cette série des schistes dont l'épaisseur est très grande et même la plus grande de la zone puisqu'elle atteint, au total 700 m (voir planche n°2). Le relevé géologique dans cette région au Sud d'Ossa et aux villages, Dimitra, Marmariani, Sikourion et Anatoli a donné deux résultats importants pour les schistes de la zone pélagonienne :

- la série des schistes repose sur les marbres de la région ;
- dans les schistes, on a de grands bancs de marbres intercalés.

L'intercalation se présente comme une alternance des marbres et des schistes, surtout dans la région du village Marmariani. Dans la chaîne de Mavrovouni, les schistes couvrent, comme un très grand bloc, toute la moitié nord de la montagne jusqu'à la région d'Ayia. Il y a des marbres qui se trouvent sur les schistes - dans la région du village Aétolofos - ou bien ils sont intercalés dans les schistes comme dans la région du village Kastri. Il y a aussi des intercalations de schistes métamorphiques dans les marbres de la région de Kannalia (à l'Ouest du village, à la partie Sud de la montagne Mavrovouni), comme il y a aussi des affleurements de schistes dans les régions des villages Keramidi et Veneton sur le versant de la mer Egée. Plus au Sud, dans la région du village Keraséa, les schistes couvrent une surface assez grande et se trouvent sous les marbres mais en quelques points les schistes sont chevauchants sur les marbres.

Les affleurements des schistes couvrent de grandes surfaces au Sud et jusqu'au village de Melissitika, où se forme un grand pli anticlinal. Les schistes métamorphiques qui sont ici des amphibolites se prolongent vers le SW, dans la région du village de Sesklon et, même jusqu'au village Ayios Géorgios. Les mouvements tectoniques ont agi sur les schistes, qui sont toujours plissés et il y a des petits plis dont les dimensions vont de quelques centimètres jusqu'à quelques dizaines de mètres. L'épaisseur totale que nous avons observée dans cette région arrive à 400 m.

2.1.1.2. - Marbres

Après le relevé géologique que nous avons fait dans les montagnes de l'Olympe et d'Ossa, nous avons constaté que les marbres se trouvent, en contact anormal, sous les schistes du massif pélagonien. Les marbres dans la plupart des régions sont karstiques. La karstification en surface est grande et donne toutes les formes de karstifications d'un calcaire. La karstification a affecté l'ensemble des marbres, surtout dans les secteurs où la rectionisation a fracturé la roche. Les mouvements tectoniques ont influencé les marbres et de nombreuses failles ont fracturé les roches qui sont devenues très perméables. Dans leur masse les marbres sont très cristallisés et forment le plus souvent des plaquettes mais il y a

aussi parfois des bancs épais de 3 à 5 m (comme dans la région du village Spilia du mont Ossa) et ont été stiliées pour l'exploitation des marbres et parfois de petite épaisseur (de 30 cm à 1 m).

La couleur des marbres est gris bleu et quelques fois blanc. Les affleurements de marbre sont représentés à l'Olympe. Toute la masse de la montagne, depuis le pied jusqu'au sommet de la chaîne de l'Olympe est formée de marbres bien cristallisés. Ils forment ici un anticlinal multiple qui se comporte comme un horst complexe. C'est seulement au pied de la chaîne qu'existent les schistes ou les roches éruptives qui se trouvent au pourtour des massifs de marbres.

Dans la montagne de basse Olympe, les marbres couvrent aussi de grandes régions. Plus au Sud et dans la région du village Kalipefki, au Nord du village Gonni ils sont présents en alternance avec des schistes (voir planche n° 2).

Au NW du village Gonni, on a des grands affleurements de marbres qui sont peut-être intercalés dans la série des schistes, sans toutefois qu'on puisse en être certain car de nombreuses failles existent à l'Ouest des affleurements, ainsi qu'au Sud.

Dans la région de Tempi, les marbres forment un anticlinal de direction ouest est. Ils sont gris vert, parfois blancs mais sont fréquemment tectonisés.

La tectonisation a donné en quelques points, surtout dans la zone de fracturation d'une faille, comme à la sortie de la vallée de Tempi, des calcaires presque bréchiés. On peut observer ceci plus rarement dans les marbres de l'Olympe.

A l'Est du village d'Ampelakia, quelques affleurements de marbres sont remontés et apparaissent à cause de l'érosion des schistes, ou encore après un accident tectonique (faille).

A l'Ouest du village, une autre faille de direction NS, provoque l'apparition de petits lambeaux de marbres.

Toute la masse principale de l'Ossa est formée de marbres qui sont en bancs épais (quelques fois 5 m d'épaisseur) et quelques fois en bancs minces, mais souvent très tectonisés.

Les marbres de la région forment un grand anticlinal.

- L'anticlinal d'Ossa, de direction WSW - ENE se présente comme un grand pli dissymétrique dont l'axe se trouverait au Sud de la masse de la montagne et au Sud du sommet.

Au milieu de la plaine d'Ayia, il y a des collines qui sont constituées par des marbres et des schistes. Quelques petits affleurements de marbres existent au Sud du village d'Aétolofos où ils recouvrent les schistes.

Dans la région du village Marmariani, il y a de grands bancs de marbres en alternance avec des schistes cristallins (voir photo n° 1).

Age des formations

Toutes les formations précitées sont classées dans le Paléozoïque, sans pouvoir préciser l'âge de chacune. Un âge permien est le plus probable (BRUNN, 1956) mais il est vraisemblable que dans la série des roches de la zone pélagonienne, le Trias est présent soit sous forme de calcaires cristallins, soit métamorphiques.

Les dernières études géologiques ont montré en effet l'existence du Trias dans la zone sous forme de calcaires dolomitiques, de calcaires cristallisés ou encore de marbres gris, par exemple dans la région de Farkadon. Nous croyons que dans la vallée de Tempi, à l'Est du village Itéa, les calcaires

dolomitiques sont du Trias, bien que nous n'ayons pas de fossiles caractéristiques.

2.1.2 - Zone Subpélagonienne

La zone subpélagonienne correspond à la bordure sud-occidentale du massif pélagonien. Elle est caractérisée par l'association des ophiolites - radiolarites et par la discordance du Crétacé supérieur. La zone se développe bien sur les montagnes Khalkodonion, Titanos et Antikhassia. Elle est masquée sous les terrains quaternaires de notre plaine (AUBOUIN, 1959). Elle est aussi présente sous forme de petits affleurements sur les collines des villages Néon Pervolion (Paliokastron) et Velestinon.

Les calcaires du Crétacé supérieur sont en discordance et transgressifs habituellement sur les ophiolites subpélagoniennes ou encore, quelques fois transgressifs directement sur le socle cristallin pélagonien.

Le Jurassique se présente sous forme de calcaires rougeâtres en alternance avec des radiolarites et des ophiolites.

2.1.2.1 - Ophiolites

Les ophiolites des domaines subpélagonien et pélagonien posent encore des questions pour les géologues qui ont étudié la région.

Les ophiolites du Jurassique, après leur émission ont couvert des grandes surfaces et de petites épaisseurs sur les massifs pélagonien et subpélagonien. Mais en certains points, les ophiolites forment un dôme à l'emplacement de la zone d'émission et reposent en contact normal sur le socle cristallin.

D'après AUBOUIN (1959), les ophiolites subpélagoniennes, décollées de leur substratum sédimentaire, chevauchent vers le SW, sur la zone du Pinde, tout en demeurant solidaires du massif pélagonien qui les accompagne dans leur déplacement, tandis qu'au NE elles en demeurent solidaires sans qu'entre eux passe un accident tectonique majeur. Par contre, dans cette région intermédiaire se trouve l'axe d'émission ophiolitique quelque part sous le sillon mésohellénique. La lame ophiolitique s'ancre donc tectoniquement sur le massif pélagonien au niveau de l'énorme dyke qui marque l'axe des éruptions.

Notre observation sur ce point est que les ophiolites qui sont sorties en même temps dans le sillon mésohellénique entre les deux zones subpélagonienne et pélagonienne ont été décollées de leur substratum sédimentaire et sont venues chevaucher vers l'Est ou vers le Nord Est sur la zone pélagonienne.

Sur ces ophiolites reposent en transgression les calcaires du Crétacé ou du Néocrétacé. Il n'y a aucune raison valable pour que les ophiolites qui sont sorties pendant le Jurassique ne chevauchent pas vers l'Est ou le Nord Est. On trouve les ophiolites dans les régions des villages Kalokhorion, Sikouriou, Prinia, Skiti, Potamia.

La figure suivante indique la position des ophiolites et des calcaires crétacés, qui sont transgressifs sur les ophiolites.

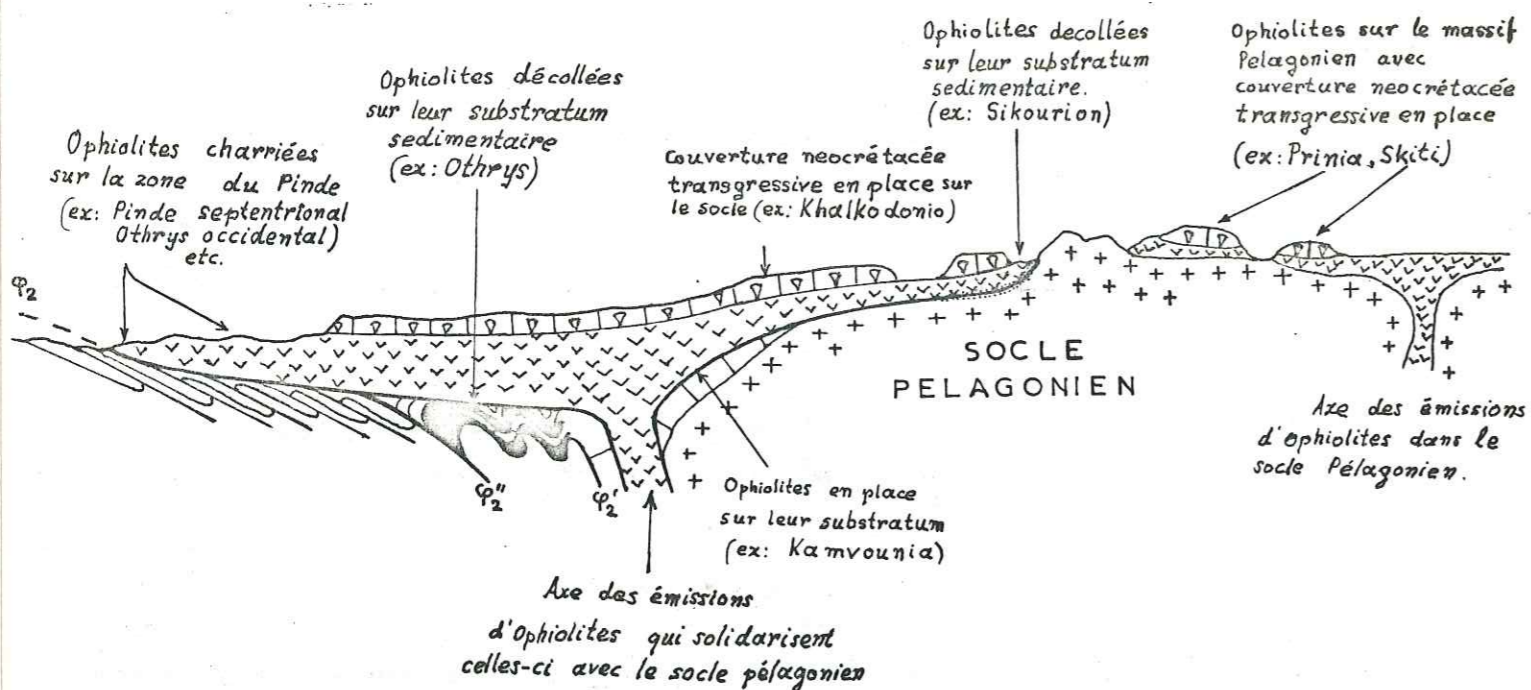


Schéma de la position structurale des ophiolites pélagoniennes, subpélagoniennes

A partir de cette figure on a reconstitué l'évolution paléogéographique des zones pélagonienne et subpélagonienne sur la planche n° 5.

Les constatations que nous faisons concernant l'âge de sortie des ophiolites complètent celles de M. L. KOBER (1952) qui admet l'existence de deux zones d'émission ophiolitique: l'une E.R.O. (Externe-Rad-Ophit) dans la zone subpélagonienne, et l'autre I.R.O. (Interne-Rad-Ophit) dans la zone de Vatdar-Axios.

Nous avons constaté en effet que même dans le massif pélagonien, on a des émissions ophiolitiques que l'on rattache à une Medial-Rad-Ophit ou M.R.O., car les centres d'émission se situent entre les deux zones d'émissions externe et interne, mais cette zone d'émission centrale M.R.O. est probablement plus ancienne que les deux autres. C'est dans cette hypothèse qu'a été établie la partie E du schéma d'évolution paléogéographique de la zone pélagonienne (voir planche n° 5).

Notre constatation n'est pas contraire à celle de M. G. MARINOS, qui dans la région d'Othrys admet que les calcaires jurassiques se trouvent régulièrement sous les ophiolites et que l'ensemble repose en contact normal sur le massif pélagonien.

On n'a jamais observé d'ophiolites sur ou dans les calcaires crétacés. Elles sont toujours sous les calcaires, et les calcaires sont transgressifs sur les ophiolites.

De ce point de vue, on peut définir la limite supérieure de l'âge des ophiolites dans la région de la zone subpélagonienne. Elles sont plus anciennes que le Crétacé dans la région d'étude.

Les ophiolites qui se trouvent très fréquemment dans la masse cristalline du Pélagonien sont certainement plus anciennes; mais comme les roches ont subi de grands déplacements, on peut les trouver sur quelques calcaires. Dans l'île de Crète, on trouve les ophiolites avec le flysch maestrichtien: donc la sortie de ces roches est plus récente que dans la région de Thessalie.

Pendant le relevé géologique, nous avons observé quelques fragments d'ophiolites dans le massif cristallin pélagonien, dans la montagne Ossa (au Sud d'Ampelakia).

L'épaisseur des ophiolites de la zone subpélagonienne est de l'ordre de 100 m, tandis que dans la zone pélagonienne elle varie. Quand elles sont sous les calcaires jurassiques ou crétacés l'épaisseur est plus petite que dans la zone subpélagonienne et est à peu près de 80 à 50 m. Quand elles sont directement sur le socle pélagonien elles pourront avoir une épaisseur variable de quelques dizaines de mètres jusqu'à 100 m et plus.

2.1.2.2 - Schistes jurassiques

Les schistes du Jurassique forment un ensemble constitué d'alternance de couches argilo-schisteuses, gréseuses et de radiolarites de couleur rouge, grise ou gris vert. Les géologues grecs les appellent schisto-keratolites.

Les schistes jurassiques couvrent une grande partie des montagnes Khalkodonion et Paléopirgos.

Pour la stratigraphie des schistes jurassiques, il y a deux opinions différentes: l'une place les schistes sous les ophiolites et l'autre sur les ophiolites. D'après J. BRUNN, les schistes jurassiques sont sur les ophiolites. D'après STEINMANN (1920) ils sont sous les ophiolites. M. G. MARINOS place les schistes sous les ophiolites ou intercalées dans les calcaires dans la région de la montagne Othrys orientale.

2.1.2.3 - Calcaires jurassiques

Les calcaires jurassiques sont visibles dans la région de la montagne Khalkodonion. On les trouve en alternance avec des radiolarites.

La couleur des calcaires jurassiques est rougeâtre et quelquefois arrive au brun jusqu'au gris. Les calcaires appartiennent à la zone subpélagonienne.

L'épaisseur des calcaires est de l'ordre de 150 m.

En dehors de cette région, il existe des calcaires du Jurassique dans la région d'Ayia et de Sikourion qui sont transgressifs sur la zone pélagonienne.

Les calcaires jurassiques de la zone subpélagonienne sont représentés dans la région de la montagne Palio Kastron, ainsi que dans la région de Velestinon où ils se trouvent en alternance avec des schistes jurassiques ou des radiolarites.

D'autres affleurements des calcaires sur la zone pélagonienne se trouvent dans la région du village Sikourion, sur les collines, au SW du village, à la distance de 8 km.

Dans la région d'Ayia, on trouve au sommet de différentes collines de petits lambeaux laissés par l'érosion.

Ainsi, il existe des affleurements au N du village Prinia, à l'Est d'Ayia et à l'E de Potamia.

Dans la montagne d'Ossa, à la localité "Livadi", on a trouvé un calcaire qui ressemble pétrographiquement au calcaire de Vigla.

Il s'agit d'un calcaire finement cristallisé, généralement blanc, quelquefois rosé, en minces plaquettes de 1 à 20 cm d'épaisseur, intercalé de jaspes noirs lités ou de silix.

Dans les jaspes on reconnaît des radiolarites.

La proportion des jaspes, par rapport aux calcaires est variable, mais en général représente la moitié des formations.

D'après J. AUBOUIN 1958 les calcaires de Vigla commencent avec le Malm (Callovien) et leur partie supérieure est du Sénonien. Le calcaire de Livadi ressemble, sans que l'on ait trouvé des fossiles, au calcaire de Vigla.

2.1.2.4 - Calcaires crétaés

Les calcaires crétaés se trouvent au sommet de la montagne Khalkodonion, comme des lambeaux laissés par l'érosion sur la zone subpélagonienne.

Les calcaires crétaés (dans la région) reposent en transgression, soit sur les ophiolites, soit sur le socle cristallin pélagonien, dans la région du village Agnanteri.

Au Sud Ouest, dans la région du village Ano-Vassilika (au N, à 2 km) les calcaires crétaés de faible épaisseur reposent sur les ophiolites, tandis que, au Nord, Nord Ouest et Nord Est ils sont masqués par le Quaternaire.

La couleur va du gris jusqu'au rougeâtre ou au gris blanc.

Les calcaires sont fréquemment sous forme de plaquettes, ainsi que sous forme massive. Ils ne sont pas très durs par rapport aux marbres cristallins.

2.1.2.5 - Flysch Néocrétaé

Dans la plupart des régions, le flysch affleure au bord ou sur les massifs calcaires crétaés où il se trouve en contact anormal. L'âge du flysch commence au Maestrichtien, mais l'âge du sommet de la série du flysch n'est pas certain. En tous cas, il arrive souvent jusqu'à l'Aquitaniien.

Au Sud du sommet d'Ossa, le flysch maestrichtien repose en contact anormal sur les marbres de la zone pélagonienne.

Quelques lambeaux de flysch, peu épais du Bas-Olympe et dans la région du village Rapsani reposent encore en contact anormal, soit sur les calcaires, soit sur le socle cristallin pélagonien.

2.1.3. - Les sédiments molassiques du sillon mésohellénique

Les sédiments molassiques du sillon mésohellénique commencent après l'Eocène supérieur dans la région de la Thessalie occidentale ; mais dans la région de bassin de la Thessalie orientale, ils commencent après l'Oligocène. Les premières coupes d'Oligo-Miocène ont été faites par J. Bourcart en Albanie, il a utilisé le mot "sillon Albano-Thessalien". Plus tard, M.J. BRUNN (1956) l'a dénommé "sillon mésohellénique" pour souligner la place axiale des Hellénides, cette dénomination reste encore, et elle plus raisonnable.

Les sédiments sont transgressifs sur le socle pélagonien ou sur les calcaires ou les ophiolites de la zone subpélagonienne.

La série n'est pas continue et la sédimentation s'arrête pendant l'Eocène ou au néocène. Les sédiments récents plio-quaternaires qui se trouvent sur ces sédiments molassiques empêchent de bien délimiter le contour de ces sédiments.

Dans la région du bassin occidental, on distingue dans les sédiments molassiques (BRUNN) cinq séries :

- série de Rizoma : marnes, grès, calcaires organogéniques (Eocène supérieur),
- série Eptakhorion : conglomérats en alternance avec des grès et marnes (Stampien),
- série des Météors : conglomérats grossiers hétérogènes (Aquitaniien),
- série du Phanarion : conglomérats, marnes, grès (Aquitaniien, Burdigalien),
- série du Trikala : calcaires organogéniques en alternance avec des bandes de grès et des couches de marnes grises (Burdigalien).

Au Nord du bassin oriental, on trouve une petite étendue de sédiments molassiques du sillon mésohellénique, mais ils ont une épaisseur plus petite qu'à l'Ouest, comme par exemple au Nord d'Elasson où les sédiments se trouvent en transgression sur les ophiolites.

- Dans les forages de la région du village Platanoulia on a trouvé des couches minces (10 cm) de grès et de marnes en alternance avec des calcaires organogéniques qui sont comparables aux couches de la série de Rizoma, mais l'épaisseur totale est plus faible que dans la région de Rizoma.

- Dans la région du village Mira on trouve une surface de molasse de petite épaisseur qui est formée de bancs de calcaires gréseux et qui entoure en transgression les calcaires crétaés du Khalkodonion Paléo Kastron. L'épaisseur de ces calcaires organogéniques n'est pas grande et varie de 10 à 50 m.

2.1.3.1 - Le Néogène

Les sédiments du Néogène inférieur (Miocène) ne sont pas très épais, et on les trouve très rarement. Tandis que ceux du Néogène supérieur (Pliocène) couvrent de grandes surfaces et sont très épais.

Dans la région du village de Tirnavos-Platanoulia, dans la plupart des forages on trouve du Néogène sous forme de marnes grises ou de grès en alternance avec des calcaires néogènes.

Au Nord d'Elasson, la série sédimentaire comporte des couches du Néogène.

Le Miocène comprend, de bas en haut, dans la région au Nord d'Elasson :

- grès et conglomérats Pantalafon (h = 300 m) correspondant au Stampien supérieur et à l'Aquitaniien ;
- marnes de Tsotilion (600 m) encore quelque peu gréseuses, contenant une faune aquitano-burdigalienne de gastéropodes ;
- grès fins et calcaires d'Ordia (20 m) d'âge burdigalien avec une faune de Pecten et Clypeaster peu caractéristique. Cette série repose en faible discordance à sa base sur la série suivante ;
- marnes, marnes sableuses et grès calcaires (150 m) à faune abondante, d'âge helvétien (Lamellibranche, Gastéropodes, Polypiers, etc.).

La série marine s'arrête là, mais est recouverte sans discordance apparente par des niveaux de sables graveleux rougeâtres, continentaux dans lesquels BOURCART (1920) a trouvé des dents d'Hipparion gracile, ce qui permet de les ranger dans les Pontien.

On voit ces niveaux de sable graveleux rougeâtres à gauche de la route qui va vers Née-Karié dans une carrière 600 m avant le village, ou encore, à une distance de 4 km après le village Nikéa où commencent les couches marneuses avec des alternances de grès ou de conglomérats, peu épais.

2.1.3.1.1. - Couches sableuses et gréseuses

Les couches sableuses ou plutôt gréseuses s'observent au sommet de quelques collines qui se trouvent au Sud et au Sud Ouest de Larissa.

Leur âge est pliocène (probablement inférieur), mais ces sédiments sont du Pliocène continental lacustre, car ils se présentent en lentilles.

Sur quelques secteurs des villages Zappion, Elefthéré, Kranon, Rakhoula et Terpsithéa, au sommet des collines les couches sablo-gréseuses ont une épaisseur intéressante qui varie de quelques 20 m jusqu'à 80 m.

Les limons sont très rares, mais les galets à caractère fluvio-lacustre sont fréquents.

2.1.3.2 - Marnes du Pliocène

Le Pliocène occupe en général de grandes surfaces, mais les marnes du Pliocène couvrent aussi le S et le SE des parois de la montagne Paliokastron à l'Ouest du village Mikron-Perivolakion.

La couleur est jaune-gris à blanche en alternance avec des marnes sableuses ou gréseuses. Les premiers sédiments qui remplissent le fossé de la région d'étude sont les marnes du Pliocène qui ont une petite épaisseur

2.1.3.1.3 - Conglomérats du Pleistocène

Les sommets des collines de la région, située entre Méga-Monastirion et Véléstinion sont constitués par des sédiments fluviolacustres du Pleistocène.

Ce sont des couches argilo-marneuses rouges en alternance avec des conglomérats hétérogènes peu cimentés.

C'est la matrice interstitielle de ces conglomérats qui caractérise le Calabrien : c'est de l'argile rougeâtre.

A l'Est de cette région, sous les alluvions, parmi des échantillons du forage d'alimentation en eau du village Stefanovikion, à une profondeur de 54 à 65 m, dans les marnes grises sableuses en alternance avec des sables peu épais, nous avons trouvé les fossiles suivants :

- 1 - Corbicula fluminalis MULLER
- 2 - Theodoxus danubialis PFEIFFER
- 3 - Valvata pulchella STUDER
- 4 - Fugotia acicularis FERUSSAC
- 5 - Theodoxus sp.

qui caractérisent le Pleistocène. L'épaisseur des formations jusqu'au socle est d'une centaine de mètres.

La détermination des fossiles a été faite au Laboratoire de Géologie Paléontologie de l'Université d'Athènes.

Dans les forages d'exploitation et de reconnaissance de la région du village Omorphokhorion nous avons trouvé la même faune de fossiles, à la profondeur de 40 à 56 m quelques fois jusqu'à 140 m.

Les forages de reconnaissance de la région de Karla ont donné aussi les mêmes fossiles, mais à une profondeur de 20 à 28 m et plus.

Dans la région du village Khalki, les forages d'exploitation ont trouvé la faune de fossiles du Pleistocène lacustre mais à la profondeur de 17 à 30 m.

2.1.4 - Alluvions

Les dépôts quaternaires alluviaux, mis en place par un réseau hydrographique très voisin du réseau actuel et ayant évolué depuis le Pleistocène pour atteindre la disposition qu'il présente de nos jours sont différents au NW de la plaine de Tirnavos et au SE du lac Karla. Les bords ont été érodés (marbres et schistes) et les dépôts dans les petits torrents périphériques sont plus récents qu'au milieu de la plaine.

Les dépôts de la plaine de Tirnavos sont en général très grossiers, car ils proviennent des matériaux fournis par l'érosion par les deux rivières Pinios et Titarissios qui, à leur débouché dans la plaine ont déposé les sédiments les plus grossiers tandis que, plus loin, les sédiments sont plus fins, et que les sédiments provenant des divagations de ces rivières se déposaient parmi quelques éboulis de pente.

2.1.4.1 - Alluvions anciennes

Les anciens dépôts forment en surface sur quelques points des terrasses anciennes.

Les éléments sont des galets de quartz, des galets de calcaire ou des graviers plus ou moins fins, des sables plus ou moins fins et des argiles qui parfois cimentent les galets. Sur la plupart des couches on n'a pas observé de pentes, mais, comme ce sont des dépôts des fleuves, ils se trouvent sous forme de lentilles et on ne peut pas bien distinguer si il y avait encore une pente.

2.1.4.2 - Alluvions récentes

Les alluvions récentes constituent des remplissages par les éléments de l'érosion actuelle dans les lits des torrents périphériques ou dans la plaine ainsi que sous forme d'éboulis de pentes actuels.

Chaque torrent présente son petit cône de déjection, comme les deux grandes rivières Pinios et Titarissios qui forment de grands cônes de déjection.

Le Titarissios a un très grand cône avec des éléments plus grossiers que le Pinios. L'épaisseur de ce cône est grande aussi, d'où une grande capacité d'emmagasinement.

Les formations du cône de Pinios sont mêlées à des dépôts dus aux méandres de la rivière et on peut y trouver des couches grossières, des sables et des argiles.

Aux bords SW, les matériaux alluvionnaires sont empruntés principalement au Plio-Quaternaire ayant fourni des galets hétérogènes et des sables silicieux ou marneux mêlés d'argile.

2.1.4.3. - Eboulis de pente

Les éboulis de pente sont les formations actuelles qui se déposent encore par l'érosion des roches. Au bord de la plaine, les cônes de déjection sont inclinés vers la plaine, surtout dans la région des calcaires de Tirnavos. L'épaisseur varie et les galets sont calcaires, quelques fois collés avec une substance argileuse ou argilo-calcaireuse.

Sur le bord NE, les roches schisteuses donnent des éboulis d'argile gris-vert ou gris-bleu avec des galets quartzitiques.

Il est difficile de distinguer et de décrire les éboulis de pente dans les collines au SW de Larissa où ils s'imbriquent avec des produits de l'érosion des conglomérats fluvio-lacustres, mais ces derniers sont peu nombreux et leur surface est peu étendue.

2.1.5. - Evolution paléogéographique des zones pélagonienne, subpélagonienne, pindique et Axios

Nous indiquons ici l'évolution paléogéographique des zones pélagonienne, subpélagonienne et pindique en Thessalie depuis le Trias supérieur jusqu'au Pliocène inférieur sur la planche n° 5.

Pour la zone pindique, nous avons consulté l'étude de M. AUBOUIN, 1958.

Pendant le Trias supérieur (pl. n° 3-1) dans la région des Hellénides, il y avait un grand géosynclinal profond : le sillon du Pinde qui a reçu des sédiments à faciès pélagiques relativement profonds (calcaires et jaspes à Halobies), et à l'Est, dans la zone pélagonienne, il y avait sédimentation de calcaires à Algues caractéristique d'une plate-forme néritique recouverte d'une faible tranche d'eau, comme à l'W, dans la zone ionienne.

Sur le talus pélagonien des calcaires à Halobies et Ammonites marquent la transition entre les faciès pindiques et pélagoniens et sont l'indice de la zone de transition qu'on appelle zone subpélagonienne, (AUBOUIN, 1958).

Au Lias inférieur et moyen, le sillon du Pinde s'approfondit et se développe progressivement une sédimentation siliceuse. Dans la zone pélagonienne, se déposent des calcaires néritiques avec un faciès qui ressemble à ceux du Trias supérieur.

Au Lias supérieur (pl. n° 3-2), le sillon du Pinde continue à s'approfondir et la zone pélagonienne reçoit des faciès néritiques : calcaires dolomitiques, bréchiques. Le bord E de la ride pélagonienne est le lieu d'émission de roches vertes sous forme de coulées sous-marines.

Au Jurassique (pl. n° 3-3), le sillon du Pinde s'approfondit encore et reçoit des sédiments radiolaritiques avec des intercalations de calcaires.

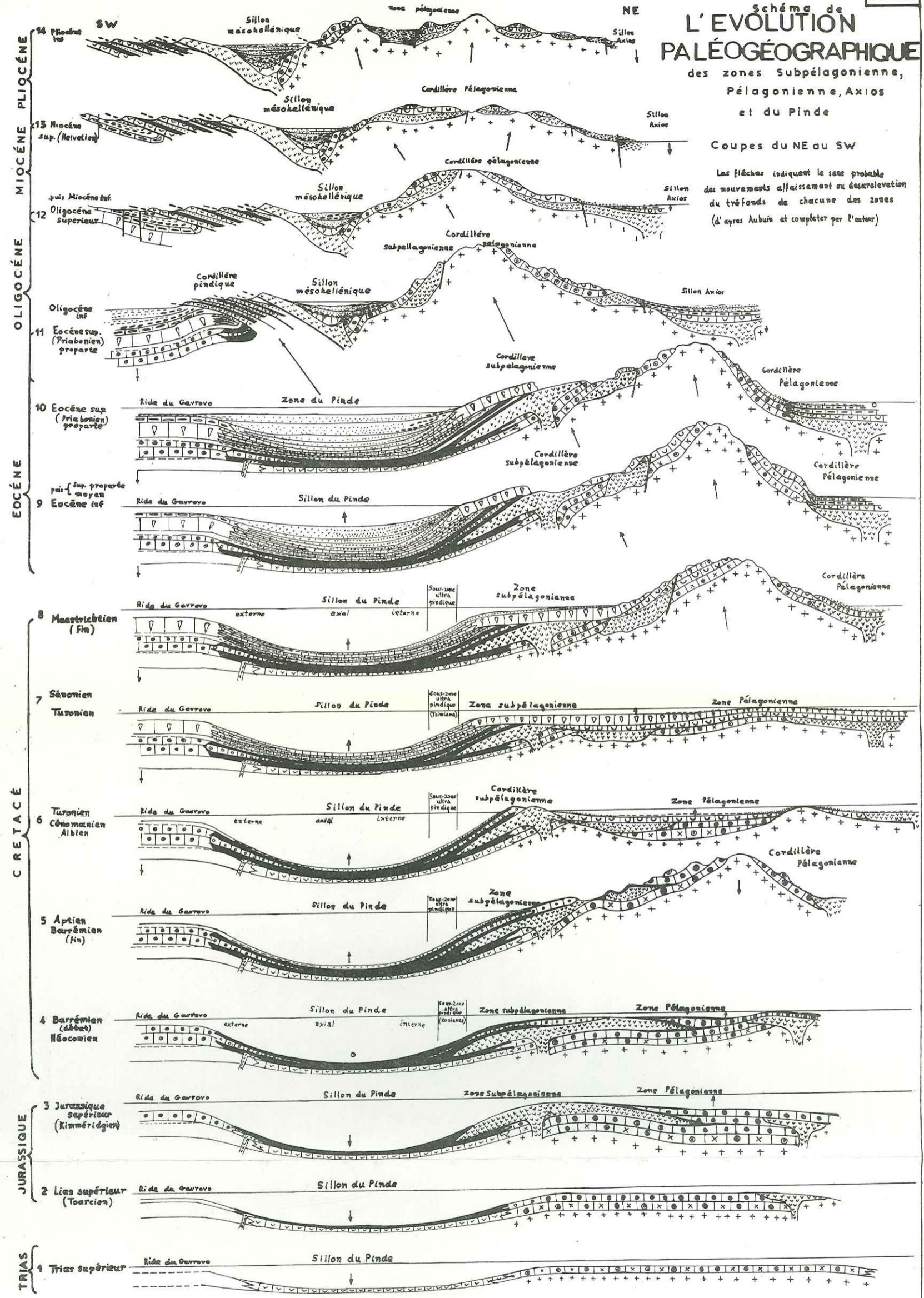
Les marges du sillon pindique sont le lieu d'émission de roches vertes sous forme de coulées sous-marines sur la marge externe (bord de la ride du Gavrovo), tandis qu'il y a des émissions formidables (ophiolitiques) sur la marge interne (bord de la ride pélagonienne).

Ainsi se trouve précisée la nature de la zone subpélagonienne qui, jusqu'ici, zone de transition entre la ride pélagonienne et le sillon pindique, se trouve correspondre à la zone d'émission et d'écoulement des roches vertes qui s'épend aient en même temps vers l'Est, sur la zone pélagonienne. Sur la marge interne (Est) de la zone pélagonienne, il y avait une autre émission de roches vertes (ophiolites) plus importante à cause des mouvements tectoniques.

La dimension du phénomène autorise à distinguer cette zone subpélagonienne par ailleurs aisée à caractériser par les ophiolites.

Schéma de L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

des zones Subpélagonienne,
Pélagonienne, Axios
et du Pinde



Faciès pélagiques	Faciès néritiques	Faciès brachiens	Faciès terrigènes
Radiolarites	Calcaire à Rudistes	Calcaire brachique homogène ou graveleux	Conglomérats
Calcaires pélagiques	Calcaire néritiques	Calcaire brachique hétérogène	Grès
Calcaires à silex	Dolomie	Calcaires blocastiques	Marnes
Calcaires et Jaspes à Halobates			Cristallin
			Roches vertes

Une petite remontée de la zone pélagonienne est remarquée pendant cette époque. Elle est plus grande au bord SW qu'au bord NE.

Pendant la fin du Jurassique et l'Éocène basal (Néocomien et Barrémien propre) (pl. n° 34), les radiolarites continuent à se déposer dans le sillon du Pinde, de même que par dessus les ophiolites de la zone pélagonienne et subpélagonienne. La sédimentation demeure néritique sur la ride pélagonienne et devient complète.

Sur le flanc de celle-ci, vers le sillon du Pinde se forment des courants de turbidité entraînant les constituants de calcaires microbréchiques qui viendront s'intercaler dans les radiolarites, sauf dans la partie médiane du sillon qui est plus calme.

La zone subpélagonienne comportant la partie terminale des coulées ophiolitiques présente l'intercalation de radiolarites avec des calcaires microbréchiques (Khalkodonion).

Sur la zone pélagonienne, les radiolarites se déposent soit sur les ophiolites, soit sur le socle en intercalation sur des calcaires néritiques (Koulourion - Sikourion).

Au Barrémien (pl. n° 35) commence la première période orogénique. La cordillère pélagonienne surgit des eaux. Attaquée vigoureusement par l'érosion, elle forme le matériel du premier flysch qui se dépose dans le sillon du Pinde. Puis l'orogénèse migre vers le SW et gagne la zone subpélagonienne qui émerge à son tour (Aptien-Albien). Modérément attaquée par l'érosion, elle fournit les matériaux des microbrèches à débris de Radiolarites sédimentées jusque dans l'axe du sillon du Pinde.

Cette orogénèse éocène correspond essentiellement à des mouvements verticaux générateurs de structures tectoniques médiocres. La surrection subpélagonienne sur laquelle la mer transgresse se situe à la limite de l'Albien et du Cénomani (pl. n° 36); une cordillère subpélagonienne demeure émergée localement jusqu'au Santonien inclus, alimentant en fragments de radiolarites le dépôt de calcaires (Thimiama).

L'activité orogénique des zones pélagonienne et subpélagonienne ne dépasse pas le sillon du Pinde qui joue le rôle d'une barrière en creux.

Sur une partie de la zone pélagonienne se déposent les calcaires bioclastiques en alternance avec des argiles.

A cette époque, commence une détumescence de la zone pélagonienne et il en résulte des émissions d'ophiolites sur la masse cristalline de la zone.

Passée cette période orogénique, dès le Cénomani (pl. 36 et 37) la sédimentation pélagique recommence dans le sillon du Pinde, sous forme de calcaires et jaspes en plaquettes dont l'évolution au cours du Crétacé supérieur continue celle amorcée dans le sommet des radiolarites et indique une lente diminution de profondeur.

Sur les flancs du sillon du Pinde persiste un régime de courants de turbidité entraînant puis déposant des microbrèches à Rudistes. Sur les rides pélagoniennes se forment des calcaires récifaux à Rudistes, tandis que certaines parties de la cordillère subpélagonienne demeurent émergées au maximum jusqu'au Sémonien.

Sur certaines parties de la zone pélagonienne se déposent les matériaux du flysch qui sont peu épais. Sur d'autres parties se sédimentent les calcaires bioclastiques soit sur le socle, soit sur des calcaires néritiques.

A la limite du Santonien-Campanien les rides pélagonienne et subpélagonienne entrent dans une période importante d'instabilité. Les microbrèches à débris de Rudistes augmentent d'importance dans le sillon du Pinde. A l'époque commencent les efforts du NE vers le SW sur la zone et le déplacement lent vers le SW. Tout l'ensemble provoque l'émergence de l'axe de la zone pélagonienne.

Ces événements annoncent le début d'une nouvelle période orogénique. Celle-ci s'amorce par la surrection d'une nouvelle cordillère pélagonienne dès le Maestrichtien (pl. n° 38). Les produits de sa destruction s'accumulent à son pied dans le sillon du Pinde et sa marge subpélagonienne pour donner le flysch correspondant. Pendant cette époque commence la sédimentation de faciès pélagiques dans le sillon d'Axios par l'érosion de l'Est au Sud Ouest de la zone pélagonienne.

Au cours de l'Eocène (pl. n°39) l'orogénèse gagne sur les parties W et E de la zone pélagonienne. A l'Est de la zone, se déposent des conglomérats formés surtout de galets de roches vertes (région Sikourion).

L'orogénèse gagne aussi la zone subpélagonienne à l'Ouest qui émerge à son tour, fournissant le matériel des conglomérats du flysch du Pinde interne. Dans le sillon d'Axios, à l'Est de la zone pélagonienne se déposent des faciès pélagiques provenant de cette cordillère sur la partie SE du sillon et des sédiments néritiques sur la partie NW, qui est moins profonde.

A la limite de l'Eocène moyen et de l'Eocène supérieur (pl. n° 3-10) le sillon du Pinde est comblé par le flysch qui provient des cordillères pélagonienne et subpélagonienne. Les parties fines vont pouvoir gagner les zones externes et amorcer la sédimentation du flysch, tandis que les plus grossières, déposées plus près des reliefs constituent la partie supérieure du flysch.

A l'extrémité E, la cordillère pélagonienne donne des sédiments terrigènes et plus profonds et comme vers le NE se dépose un calcaire bioclastique peu épais dans la zone d'Axios.

Du Maestrichtien à l'Eocène moyen inclus, les zones externes étaient demeurées à l'abri des arrivées clastiques d'origine pélagonienne ou subpélagonienne arrêtées sous forme du flysch dans le sillon du Pinde.

Le comblement du sillon du Pinde est rapidement suivi, à la fin de l'Eocène supérieur (pl. n° 3-11) de l'émergence d'une cordillère pindique, tandis qu'entre celle-ci et la cordillère pélagonienne se creuse un sillon mésohellénique sur l'emplacement de la zone subpélagonienne ^{préalablement} émergée.

La surrection de la cordillère pindique est accompagnée de la mise en place de structures tectoniques tangentiels (nappe subpélagonienne - écailles du Pinde).

Les failles de direction NW-SE commencent à diviser en plusieurs parties la zone pélagonienne et l'ensemble de la zone se déplace vers le SW.

Pendant l'Oligocène (pl. 3-11) la cordillère pélagonienne demeure émergée. Le sillon mésohellénique, d'une part et le sillon d'Axios, d'autre part reçoivent les produits d'érosion. Le remplissage du sillon d'Axios se fait par des faciès terrigènes. Les mouvements verticaux commencent à effondrer le sillon d'Axios.

A la fin de l'Oligocène (pl. n° 3-12), la cordillère pélagonienne connaît une nouvelle orogénèse marquée par le dépôt d'épais conglomérats (3 000 m) dans le sillon mésohellénique. A cette époque, au NE de la cordillère, de grands efforts tectoniques (failles d'effondrement) sur le sillon d'Axios font descendre le milieu du sillon, tandis que la sédimentation des faciès terrigènes au bord et entre la cordillère et le sillon devient plus complète.

Au début du Miocène le sillon mésohellénique achève de se combler jusqu'à son émergence à l'Helvétien avec les produits d'érosion de la cordillère pélagonienne. Après la fin de la surrection du sillon s'achève définitivement l'histoire des Hellénides.

Les événements qui suivront construiront une paléogéographie qui sera la géographie actuelle.

La fin du Miocène (Pontien) correspond à une période de surrection généralisée dans la zone pélagonienne et amène l'émergence totale des Hellénides.

Au Pliocène inférieur de grandes failles sont la cause de la création des lacs de la Thessalie occidentale et orientale.

Au Pliocène et au Quaternaire se développe tout un système de lacs et de lagune en Macédoine, en Thessalie, en Epire (Grévena, Kosani, Arta), en deux temps successifs.

Le sillon mésohellénique s'effondre encore et les sédiments plio-quaternaires sont à faciès terrigènes.

Les effondrements de la Thessalie et de la Macédoine, encore actifs d'ailleurs, marquent la détumescence définitive de l'axe pélagonien, mais dans le sillon d'Axios, les mouvements verticaux vers le fond donnent des conglomérats de transgression.

Les mouvements tectoniques de direction NE-SW existent encore dans la région d'étude et déplacent tout l'ensemble des zones pélagonienne et subpélagonienne vers le SW. Ces mouvements existent encore plus, à l'Est dans la mer Egée, ou des Cyclades où ils prennent une direction N-S.

Ces forces existaient toujours depuis le Paléozoïque. Le déplacement était d'abord lent puis assez rapide à cause de l'augmentation de la puissance des forces vers le SW. Ces mouvements représentent une onde orogénique se déplaçant depuis le Crétacé inférieur jusqu'au Quaternaire.

Sur le diagramme de polarité orogénique suivant, on peut voir les mouvements tecto-orogéniques sur les zones Axios pélagonienne et subpélagonienne. Les deux principales polarités orogéniques se situent au Crétacé et à l'Eocène).

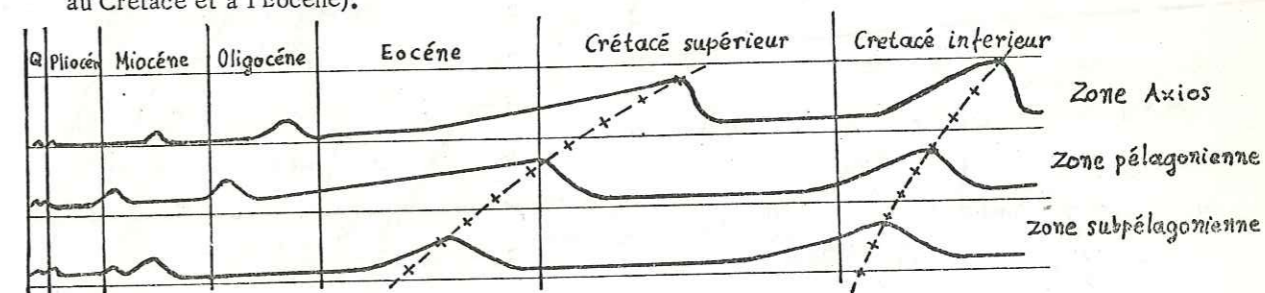


Diagramme des mouvements tecto-orogéniques dans les zones Axios, pélagonienne et subpélagonienne -

Pl. N° 4
Esquisse structurale du socle

LEGENDE ECHELLE 1:200000

COURBES DE NIVEAU DU SUBSTRATUM.

100 d'après la géophysique électrique et les forages

300 interpolés des forages

500 d'après magnétisme, gravimétrie et forages.

1000 courbes de niveau de l'oligocène.

ROCHES DU SOCLE.

Oligocène (impermeable)

Flysch »

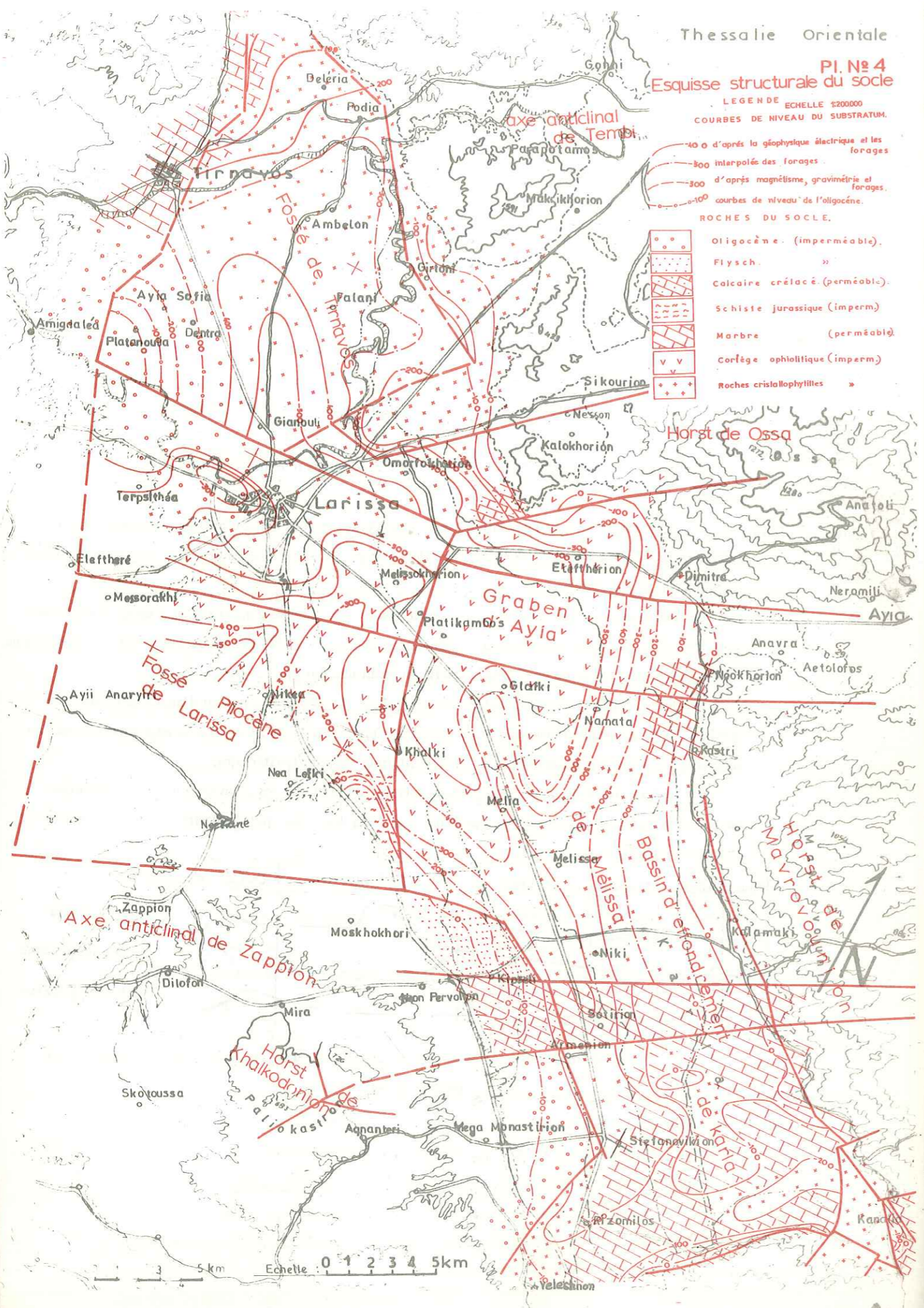
Calcaire crétacé (perméable)

Schiste jurassique (impermeable)

Marbre (perméable)

Corfège ophiolitique (impermeable)

Roches cristallophyllites »



2.2. - TECTONIQUE

2.2.1 - Caractères d'ensemble

Comme nous l'avons exposé, tout le bassin oriental se situe sur le massif pélagonien. Dans ce massif il y a plusieurs sous-unités tectoniques.

Le massif pélagonien a en effet été coupé par de nombreuses failles du Plio-Quaternaire et, quelques unes, plus anciennes. Le massif lui-même constitue le soubassement de beaucoup de plaines d'effondrement, et la plus importante et la plus grande de ces nombreuses unités tectoniques (et bassin d'effondrement) est la plaine de notre étude "Plaine de Larissa".

2.2.2. - Fossé d'effondrement de Larissa

La plaine de Larissa est un vaste fossé "synclinal tectonique" qui a été créé par un grand plissement et par des failles.

Il a commencé à se former à la fin du Miocène car nous avons observé des couches de marnes qui ressemblent à des sédiments du Miocène sur les parois du Khalkodonion et il a été rempli principalement de sédiments plio-pleistocènes.

2.2.2.1 - Evolution du fossé

Pendant l'Eocène, le déplacement vers le SW du massif pélagonien provoque le commencement de la création de grands anticlinaux et synclinaux sur le massif même ou de part et d'autre de l'axe pélagonien.

Au Pliocène inférieur, les mouvements tectoniques donnent la forme du synclinal - sillon mésohellénique - qui est occupé par un lac qui reçoit les sédiments des rivières qui entourent le synclinal et se forment donc des sédiments fluvio-lacustres.

Au Pliocène, les deux lacs de Larissa et de Karditsa-Trikala communiquent encore par une large gorge par la région de Khalkiades, bien que l'ensemble de la région du lac commence à monter. Les mouvements tectoniques agissant verticalement avec des forces plus grandes au milieu de la région ont séparé le lac en deux parties. Les deux lacs se vident alors l'un dans l'autre. La communication se fait aussi à travers des calcaires ou marbres des collines de la région de Koutsokhiron qui séparent les deux lacs.

A cette époque, il y avait aussi d'autres lacs, plus petits, peut-être plus hauts et moins profonds comme à Elasson, à Domenikon, à Kalipéfkí, à Pithion, etc.

La remontée du milieu de cette région des deux lacs continue encore à l'époque actuelle. Dans les forages de la région du village Kilas nous avons trouvé des ophiolites et des schistes jurassiques à une petite profondeur qui ne passe pas 50 mètres (arrive jusqu'à 20 m).

Les mouvements de l'orogénèse alpine ont surélevé l'axe du massif Pélagonien - Olympe, Ossa, Mavrovounion, Pilion - et en même temps aussi les parois du sillon mésohellénique. A cette époque, la région du demi-synclinal de Larissa (partie E) s'affaisse. Puis durant le Quaternaire, toute la région commence à remonter,

Dans la partie E du lac, c'est-à-dire la région de Larissa-Tirnavos - la partie NW a monté moins vite que la région du lac Karla. Dans cette région le Néogène est plus ancien et plus épais, car on le trouve sous des alluvions dans quelques forages de la région des villages Platanoulia, Agia-Sofia, Détra.

La région du synclinal descend maintenant et se remplit d'abord des sédiments lacustres pliocènes, puis pleistocènes, puis des alluvions.

Les mouvements de remontée aux bords du synclinal sont plus petits soit au NE, soit au SW, mais dans le synclinal même il y avait des mouvements négatifs qui continuent à l'époque actuelle.

Les lacs, autour ont été asséchés l'un après l'autre, d'une façon ou d'une autre : par exemple les lacs d'Elasson et Domenikon ont été asséchés après l'érosion d'un seuil de vidange, mais le lac Kalipéski c'est actuellement par un tunnel d'évacuation.

Tous ces mouvements sont évidemment liés à de nombreuses failles qui ont agi aussi sur la création de deux fossés synclinaux (plaines orientale et occidentale). Les anciennes failles ont une direction générale NW-SE et les récentes ont la direction SW-NE.

La partie occidentale constitue un fossé assez grand en étendue et en profondeur. Ce fossé est divisé en différentes parties par les accidents tectoniques : des failles et des plis. Dans ce fossé nous avons par-ci par-là des massifs calcaires, d'ophiolites ou de schistes qui émergent en surface et forment de grandes collines dans la plaine.

Nous avons constaté que la plaine W (de Karditsa-Trikala) est un fossé plus ancien que celui de Larissa. Les raisons sont les suivantes :

- a) L'épaisseur des formations plioquaternaires lacustres dans la région de Karditsa-Trikala dépasse 700 m, tandis que dans la plaine de Larissa, elle est toujours inférieure à 600 m.
- b) Dans le secteur Ouest les couches de la région de Fanari, qui se trouvent à la base de la série sont plus anciennes que les plus anciennes couches de Larissa.
- c) L'évolution paléogéographique de la zone pélagonienne fait que la partie W remonte après la partie E.

2.2.2.2 - Subdivision du fossé (voir pl. n° 4).

La partie orientale forme un fossé (cuvette faillée) plus petit que la partie occidentale en surface et en profondeur, mais plus récent. Le fossé oriental se divise en cinq secteurs bien séparés :

- fossé du Tirnavos,
- fossé de Larissa,
- graben d'Ayia,
- bassin d'effondrement de Melissa,
- bassin d'effondrement de Karla.

1er - Fossé de Tirnavos (voir pl. n° 4)

Le fossé du Tirnavos forme une cuvette régulière et le socle descend régulièrement de l'extérieur de la cuvette vers le milieu jusqu'à une profondeur d'à peu près 600 m. Autour de la cuvette existent de nombreuses grandes failles. Les directions de ces failles sont N-S ou W-E et NW-SE.

2e - Fossé de Larissa

Le fossé de Larissa a une forme de carré délimité par les failles qui l'entourent et qui ont une direction NW-SE et NE-SW. Il est constitué par deux fossés plus petits : le fossé pliocène de Larissa et le fossé quaternaire de Larissa. La faille qui divise en deux le fossé, est une faille récente (Quaternaire). Les autres failles sont plus anciennes.

3e - Graben d'Ayia

Deux grandes failles récentes, de direction SW-NE ont créé le graben d'Ayia : l'accident principal, situé à l'Ouest a un rejet qui dépasse 600 m de profondeur. Le fossé continue vers l'ENE mais le rejet diminue à l'Est d'Ayia, après une faille de direction NW-SE puis augmente de nouveau vers la mer Egée.

4e - Bassin d'effondrement de Melissa

Ce bassin d'effondrement, assez grand est aussi assez récent et profond, et la profondeur dépasse 550 m. Les failles, à sa périphérie ont deux directions : NW → SE et NE → SW.

5e - Bassin d'effondrement de Karla

Le bassin d'effondrement de Karla est un bassin plus récent que les autres. Mais il est aussi délimité par des failles.

Il y a trois compartiments du socle qui sont montés en surface et se présentent comme trois îles dans le Karla. Ce sont les collines Petra, Barouti-Magoula, Kharakiotiki.

La plus grande profondeur du substratum ne dépasse pas 300 m.

Dans la région des deux lacs, le substratum a été érodé irrégulièrement, les mesures géophysiques (sondages électriques) qui ont été exécutées ont trouvé le substratum irrégulier et les forages qui ont traversé les alluvions ont trouvé soit des schistes, soit le flysch, soit les ophiolites, soit des alternances de schistes et de marbres ou encore des marbres. Aucune régularité ne peut être observée sur le socle des fossés, tant pour le substratum imperméable que pour les calcaires et marbres perméables.

2.2.3 - Anticlinal du Titanos-Khalkodonion (voir pl. n° 1)

C'est un anticlinal qui sépare les deux plaines et qui a commencé à monter juste après la création du sillon de la Thessalie (mésogéolienne). Il se présente comme un horst avec un grand pli dans sa masse et deux plis, plus petits.

Le grand pli de direction NW → SE forme dans les montagnes Titanos-Khalkodonion une sorte de horst.

Un pli plus petit de même direction NW → SE se forme au NE du premier dans les collines

des villages : Kilas, Eleftherai, Néekarié et de la montagne Paliokastron.

Les deux plis se réunissent quand on se dirige vers le SE vers le mont Khalkodonion (partie terminale du SE de l'anticlinal).

Quant à l'autre petit pli situé à l'extrême NW, il arrive jusqu'au couloir de la rivière Pinios où il y a un grand synclinal plus récent limité par une faille de direction EW.

2.2.4 - Autres anticlinaux et fossés

Autour du grand fossé de Larissa, le relief très accentué ^{correspond} à des anticlinaux, synclinaux et grands plis (voir pl. n° 1).

Anticlinal de Tempi

Il a la direction SW-NE dans la vallée de Tempi. Les marbres de la vallée ont été remontés et fracturés. La tectonisation des marbres a facilité l'érosion par la rivière Pinios qui a trouvé un endroit pour sortir à la mer.

L'érosion était rapide car dans la vallée il existe aussi une faille et la vallée de Tempi a la forme en V d'une vallée très récente.

Anticlinal de Mavrovouni

L'anticlinal de Mavrovouni a une direction NW-SE qui se trouve sur l'axe du massif Pélagonien et il a la même orientation générale que le massif.

Plusieurs failles presque verticales, de même orientation générale que l'anticlinal ont fracturé les marbres. D'ailleurs à l'Est du massif il y a une faille, juste au bord de la mer Egée, ainsi qu'à l'Ouest, de l'anticlinal aux limites de la plaine.

Fossé d'Elasson

Au S du village Elasson, il y a un fossé qui a aussi une orientation NW-SE, longueur : 7 km et largeur : 6 km qui a été créé par des failles.

Le fossé a été rempli par des alluvions ou des sédiments du Pléistocène sur une épaisseur de 140 m au maximum. Les aquifères du fossé ne sont pas très riches ($Q = 100 \text{ m}^3/\text{h}$) et aux limites SE alimentent les calcaires (voir coupes géologiques hors texte 1).

Les plis de Velesinon-Volos

A l'E de Velesinon, à 8 km, en direction de Volos commencent les marbres qui reposent sur les schistes (amphibolites) de la région qui sont plissés. Les plis ont une largeur de 3 à 4 km et une longueur de 10 km. Il existe deux anticlinaux et un synclinal, au milieu, dans les marbres et dans les schistes près de Volos.

Petits synclinaux

Il y a des petits synclinaux formant cuvettes dans la région des villages :

- Damassi. C'est une cuvette entièrement dans les marbres ; la longueur est de 5 km et la largeur de 3 à 4 km. L'épaisseur des alluvions avec les conglomérats du Pléistocène arrive à 130 m. Le substratum de cette formation est constitué par les marbres.

- Potamia. Dans la région de Potamia, il y a une cuvette dans les roches imperméables cristallophylliennes et les ophiolites. L'épaisseur des alluvions et des conglomérats du Pléistocène est de l'ordre de 80 m. La longueur est de 9 km et la largeur de 5 km.

- Domenikon. Un troisième synclinal existe à l'Est du village Domenikon qui a été rempli de sédiments pléistocènes, puis a été remonté. Après l'érosion, il reste des lambeaux de couches de sédiments argileux de petite épaisseur sur le socle ophiolitique.

2.2.5 - Forces tectoniques

Les forces agissant depuis le Paléozoïque sont dirigées du NE vers le SW. Quand nous montons au Nord les forces prennent une direction E-W, et quand on descend vers le Sud les forces changent de direction et deviennent N-S ; par exemple : dans l'axe de la mer Egée.

Le premier grand mouvement tecto-orogénique commence au Trias supérieur ou au Jurassique inférieur dans la zone d'Axios puis les déformations se propagent vers la zone pélagonienne, puis vers la zone subpélagonienne.

Au Crétacé supérieur commence un autre mouvement tecto-orogénique qui se déplace aussi vers le SW jusqu'à l'Eocène.

De l'Oligocène au Miocène et au Pliocène, les forces diminuent jusqu'à aujourd'hui (2.1.5 - Evolution paléogéographique).

2.3. SUBSTRATUM DES ALLUVIONS

Dans le fossé principal de Larissa la nature du substratum varie dans chaque région comme sa profondeur qui va de 0 à 600 m.

Des travaux de recherche :

- géophysiques : anciennes mesures gravimétriques, magnétiques et de sondages électrique,
- forages de reconnaissance : dans le programme d'étude des nappes souterraines, il a été fait plusieurs forages de reconnaissance, ont permis de préciser la nature et la profondeur du substratum comme indiqué sur les cartes 4 et 14. Nous avons constaté que le substratum a été modelé par l'érosion, car sur plusieurs forages, avant de rencontrer le socle on a trouvé de gros blocs provenant des roches du socle.

2.3.1 - Région de Tirnavos (voir carte n° 4)

A l'Ouest de Tirnavos, sur une zone près des marbres en surface, le substratum est formé de marbres qui se prolongent vers la plaine. Au Nord de Tirnavos à une distance de 7 km, après les sources Ayia-Anna, il y a des lambeaux gneissiques ou ophiolitiques en surface. Ici, le substratum est formé par ces roches imperméables qui se prolongent jusqu'à la bordure N qui est constituée aussi de schistes cristallophylliens imperméables.

Au Sud de Tirnavos, le substratum imperméable est du Néogène : marnes et calcaires marneux. Le Néogène repose souvent sur les marbres, et plus rarement sur les schistes. Toute la partie E de Tirnavos a comme substratum des schistes. La profondeur au milieu de la plaine de Tirnavos est assez grande et arrive jusqu'à 600 m.

2.3.2 - Région de Larissa

La région de la ville de Larissa a comme substratum imperméable des schistes à l'Est et le Plio-Quaternaire à l'Ouest. A l'E du village Nikéa, le socle formé de calcaires jurassiques en alternance avec des schistes jurassiques apparaît en surface.

Mais près du village, à l'Ouest, au Nord ou au Sud, le socle consiste en Pliocène imperméable.

La profondeur du substratum, près de Larissa est assez grande et arrive jusqu'à 600 m, tandis qu'au Nord et au Nord Est du village de Nikéa, la profondeur est de l'ordre de 400 m.

Plus au Sud, le Plio-Quaternaire forme en surface les collines de la région, mais les sédiments sont perméables.

2.3.3 - Région de Mélissa

Le substratum de la région, au milieu de la plaine est formé de schistes cristallins, d'ophiolites et de marbres.

Sur une partie du graben d'Ayia, le substratum consiste en une alternance de marbres avec des schistes gneissiques ; le reste présente un substratum de schistes cristallins.

La profondeur du substratum peut arriver jusqu'à 550 m, au milieu de la plaine.

Dans la région des villages de Mélissa et de Karla, le substratum est formé par les schistes et parfois les ophiolites. Sa profondeur est de l'ordre de 600 m.

2.3.4 - Région de Karla

Le bassin d'effondrement de Karla présente comme substratum des marbres en alternance irrégulière avec des schistes.

La profondeur du substratum n'est pas très grande. Elle est au maximum de 750 m dans le bassin de l'ancien lac de Karla. Il y a trois fies de marbres altérés avec des schistes dans la région du lac, donc le substratum remonte en surface (Petra-Kharakiotiki magoula et Barouti magoula).

Dans la plupart des forages on a trouvé cette alternance de marbres et de schistes, tandis qu'on trouve très rarement des marbres massifs.

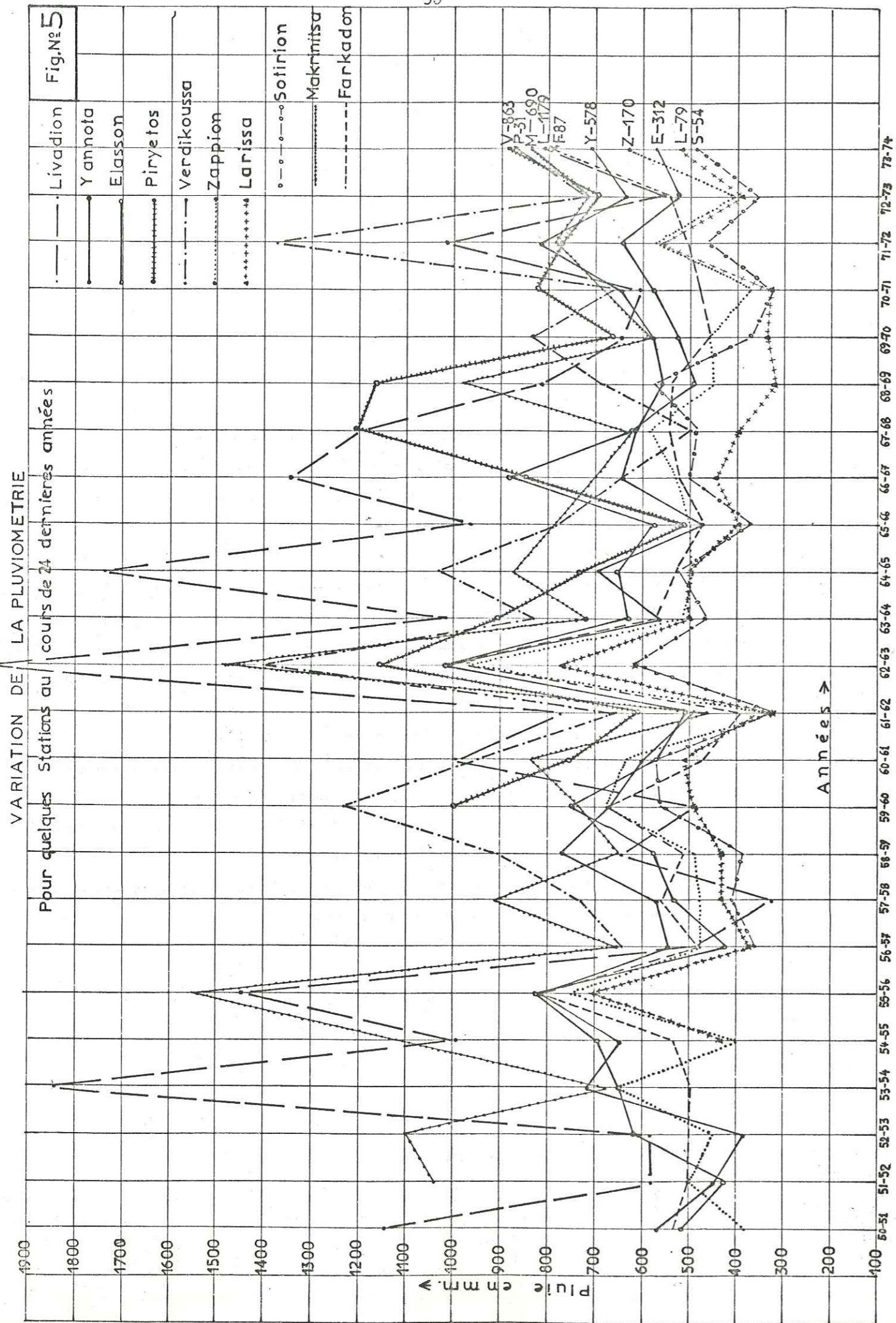
Il y a des zones du substratum qui sont formées par les marbres au bord du lac, mais près du village de Kanalia, sur une zone de 2-3 kms, le substratum consiste en roches imperméables cristallophylliennes (gneiss, ophiolites, schistes). Une autre zone de schistes imperméables est celle du Velestinon-Agios Georgios, mais ici les schistes sont du Jurassique. Dans cette région la profondeur du substratum ne dépasse pas 200 m.

2.3.5 - Région de Kipseli-Armenion

A l'Ouest du village Kipseli, une partie du substratum est du flysch ou des schistes jurassiques. La profondeur arrive jusqu'à 300 m, et vers le milieu est plus grande (350 à 400 m).

Au Sud ou au Sud Est du village, le substratum est formé de calcaires jurassiques=crétacés altérés avec des schistes jurassiques (radiolarites). La profondeur est de 300 m.

Il y a une autre région à l'Ouest des villages d'Armenion et de Stefanovikion où le substratum imperméable consiste en sédiments de l'Oligocène : marnes ou calcaires marneux.



3. - CLIMATOLOGIE ET HYDROLOGIE DE SURFACE

3.1. - LE CLIMAT

Le climat de la Thessalie est généralement sec, mais le climat de la Thessalie orientale est le seul climat qui est différent de celui des autres régions de la Grèce. L'humidité et la température sont en général relativement plus élevées que dans les autres régions du pays à cause de la cuvette formée par la plaine et les montagnes qui l'entourent.

L'humidité est sensiblement plus élevée pendant l'hiver. Il en est de même pour la température en été et pendant quelques jours - en moyenne une semaine par an - Il fait très chaud et relativement plus chaud que dans les autres régions de la Grèce.

Quelques mois, en été furent très chauds, comme en juillet 1965 (moyenne de température : maximale : 43°5 ; moyenne de températures minimales : 13, 2° C) ce qui dénote une chaleur relativement très élevée.

Certains mois furent froids, tel janvier 1966 pendant lequel la température minimale atteignit -17°C et la température maximale 16°C. Ceci indique une grande variation de la température pendant une courte durée.

En général, le climat est bon parcequ'il n'y fait pas très froid en hiver et la température la plus élevée d'été a une courte durée.

Ce qui est caractéristique dans le climat c'est l'ensoleillement. Après la pluie, le soleil vient immédiatement, phénomène caractéristique dans le pays.

3.2. - LES MESURES CLIMATOLOGIQUES ET LES DONNEES

Les données météorologiques ont été données par les différents services :

M.T.P. : Ministère des Travaux Publics (V.E.K.E.)

S.N.M. : Service National Météorologique

S.A.F. : Ministère de l'Agriculture (Service d'Amélioration Foncière)

I.R.F. : Institut de Recherches Forestières

Les données pluviométriques dans la plupart des stations commencent à partir de l'année 1950. Seulement six nouvelles stations ont été installées récemment par la S.A.F. et donnent des mesures à partir de 1973.

La plupart des stations offrent des mesures sur des périodes suffisamment longues d'observations et permet une exploitation statistique valable des données.

Sur le tableau suivant nous indiquons les stations pluviométriques et météorologiques avec le début des observations pour chacune d'elle.

Tableau des stations pluviométriques et météorologiques

N°	Nom	Météo	Altitude en m	Service exploitant	DEBUT DES OBSERVATIONS					pluie moy. annuelle en mm.	tempér. moyenne annuelle
					pluie	humidité	tempér.	évapor.	vents		
1	Livadion	M	1179	M. T. P. [*]	1950	1972	1972	1972	1972	974	10,8
2	Yannota		578	M. T. P.	1950					640	
3	Elasson		312	M. T. P.	1950					632	
4	Verdikoussa		863	M. T. P.	1956					837	
5	Farkadon		87	M. T. P.	1951					552	
6	Tirnavos		92	M. T. P.	1951					565	
7	Piryetos		31	M. T. P.	1959					810	
8	Spilia		813	M. T. P.	1951					927	
9	Larissa	M	79	S. N. M.	1955	1958		1958		420	15,9
10	Larissa	M	70	M. T. P.	1931	1931	1931	1958		468	15,0
11	Ayia	M	180	I. R. F.	1962	1962	1962	1962		643	14,9
12	Sotirion	M	54	M. T. P.	1957	1957	1972	1960	1972	456	14,5
13	Makrinitza		690	M. T. P.	1952					838	
14	Voios	M	37	M. T. P.	1955					457	17,3
15	Zappion		170	M. T. P.	1951					534	
16	Pithion		750	S. A. F.	1973					636	
17	Kriovrissi		1050	S. A. F.	1973					637	
18	Halkiades		256	S. A. F.	1973					620	
19	Mira		276	S. A. F.	1973					598	
20	Agrilia		810	S. A. F.	1973					676	
21	Deskati		860	S. A. F.	1973					741	

* M. T. P. : Ministère des Travaux Publics (V. E. K. E.).

S. N. M. : Service National Météorologique

S. A. F. : Ministère de l'Agriculture (Service d'Amélioration Foncière)

I. R. F. : Institut de Recherches Forestières

Les stations météorologiques ont été équipées avec les instruments suivants :

- Livadion N° 1 : pluviomètre et pluviographe totalisateur ; thermomètre (maxima-minima) psychromètre, évaporomètre (bac colorado), anémomètre et actinomètre (Bellani).
- Larissa N° 9 : pluviomètre et hygrographe, thermomètre (maxima-minima), évaporomètre (bac Colorado), anémomètre (SNM) actinomètre.
- Sotirion N° 12 : pluviomètre et pluviographe totalisateur, thermomètre (maxima-minima), psychromètre, évaporomètre (bac Colorado), anémomètre et actinomètre (Bellani).

TABLEAU DES PLUIES MOYENNES MENSUELLES - De Septembre 1950 à Août 1974 (24 années) -

N°	NOM	Altitude en m.	Service exploi.*	Météo	S	O	N	D	J	F	M	A	J	A	Annuelle
2	YANOTA	578	MTP		46,2	53,1	75,6	83,6	60,1	49,8	66,8	38,3	32,8	19,4	640,3
3	ELASSON	312	MTP		47,6	51,3	73,8	75,4	51,9	42,5	59,2	47,1	42,9	20,8	631,5
4	VERDIKOUSSA	863	MTP		78,4	80,9	114,3	89,5	78,0	63,3	113,2	72,5	38,1	15,6	877,1
5	FARKADON	87	MTP		45,5	52,1	61,4	78,0	63,5	46,2	53,6	34,3	31,8	7,5	551,6
6	TIRNAVOS	92	MTP		46,8	51,2	57,8	71,6	56,1	45,3	59,4	34,2	28,1	18,4	564,6
7	PIRYETOS	31	MTP		69,9	95,7	89,1	115,0	89,3	54,1	112,5	47,7	33,7	22,2	810,3
8	SPILIA	813	MTP		52,3	108,4	69,7	91,6	105,5	62,5	73,9	44,3	40,1	19,0	755,9
9	LARISSA 1	70	MTP	M	41,6	45,4	39,5	62,4	36,9	31,7	41,8	25,4	22,4	10,5	420,3
10	LARISSA 2	79	SNM	M	33,8	61,4	51,2	60,1	44,6	36,3	45,4	28,3	26,6	9,7	453,7
11	AYIA	180	RF	M	52,8	81,7	76,3	88,8	79,6	51,0	62,5	42,2	25,8	22,1	643,4
12	SOTRION	54	MTP		40,7	55,9	52,4	59,7	41,5	35,3	53,9	23,9	21,0	7,9	455,8
13	MAKRINITSA	690	MTP		80,4	142,8	95,0	106,8	101,4	69,9	85,7	41,7	24,5	12,1	837,8
14	VOLOS	37	MTP		62,0	57,7	46,1	56,7	50,4	34,9	50,8	21,0	18,2	7,5	456,6
15	ZAPPION	170	MTP		40,9	63,1	66,7	63,0	54,4	40,7	60,3	28,1	24,6	12,8	533,5
16	PITHION	750	SAF	*	58,7	71,0	44,3	78,0	58,2	77,5	89,1	57,0	43,9	20,4	636,3
17	KRIOVRISSE	1050	SAF	*	48,0	77,5	41,0	48,0	104,5	109,8	70,0	55,3	25,8	15,6	636,7
18	HALKIADES	256	SAF	*	38,5	71,1	62,3	71,8	70,8	77,6	89,9	58,8	28,4	11,8	620,4
19	MIRA	276	SAF	*	53,7	83,8	46,0	77,8	70,1	55,4	82,8	56,2	28,9	3,1	597,7
20	AGRILIA	810	SAF	*	52,3	86,8	57,7	25,8	45,8	106,9	107,8	57,2	30,5	10,7	669,0
21	DESKATI	860	SAF	*	64,6	86,0	62,9	61,0	76,5	120,0	83,2	58,7	41,5	29,6	741,0
	MOYENNE ANNUELLE				53,0	74,0	66,4	76,2	68,1	61,4	73,5	45,3	32,0	16,1	643,2

* MTP : Ministère des Travaux Publics (V. E. K. E.).

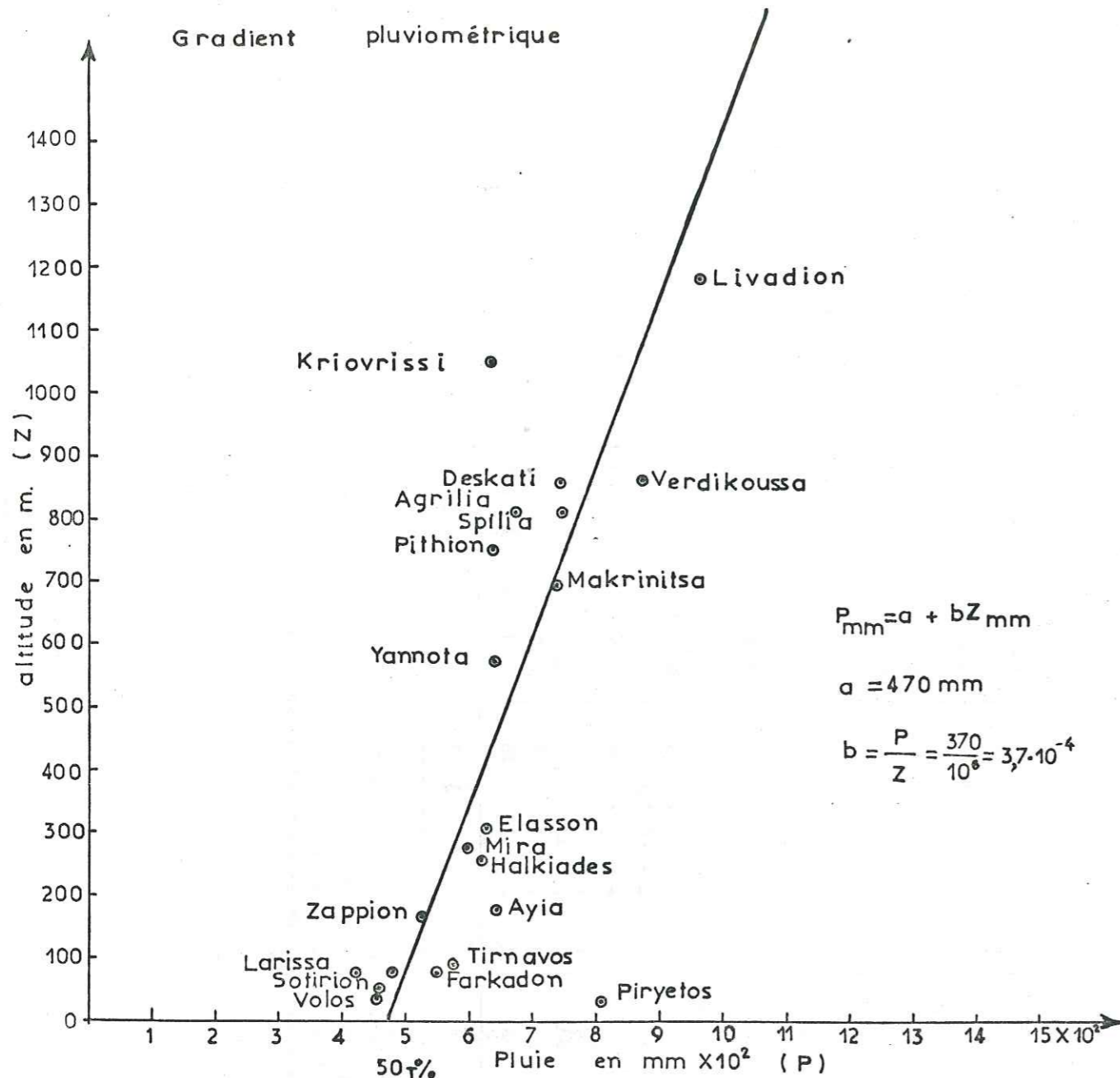
SNM : Service National Météorologique.

RF : Institut de Recherches Forestières.

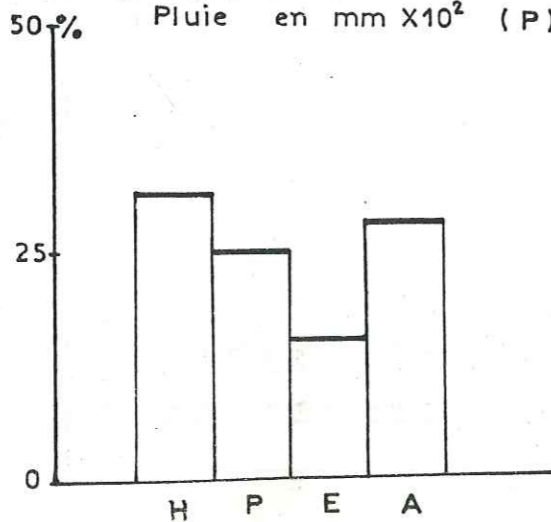
SAF : Ministère de l'Agriculture - Service d'Amélioration Foncière.

* * Nouvelle Station.

AUGMENTATION DE LA PLUIE EN FONCTION DE L'ALTITUDE



Indicatif
Saisonnier
H. P. E. A.



3.3. - PLUVIOMETRIE

Parmi les stations pluviométriques existant dans le bassin du Pinios, nous disposons et nous avons utilisé, pour la partie E les données de 15 stations où il y a des observations continues pendant une longue durée et 6 récentes.

Les stations couvrent la totalité de la plaine et sont bien serrées aussi bien dans le bassin qu'à l'extérieur (voir la carte n° 5 et sur la carte n° 6).

3.3.1 - Répartition pluviométrique dans l'espace

La répartition pluviométrique dans l'espace a été étudiée d'abord en traçant la droite d'augmentation de la pluie en fonction de l'altitude.

La relation entre la pluviométrie et l'altitude dans la plaine est représentée par le diagramme de la figure n° 5. Il y a en général une augmentation de la pluie de 40 mm pour chaque 100 m d'altitude.

On trouve des écarts avec ces valeurs aux stations qui sont hors du bassin versant : station Piryetos n° 7 - où il y a l'influence de la mer Egée, ou dans le cas où l'on a l'influence des vents du Nord comme, par exemple, à la station de Kriovrissi n° 17 (voir fig. n° 6).

A partir de la loi d'augmentation de la pluie en fonction de l'altitude, et des valeurs pluviométriques de chaque station on a tracé les isohyètes correspondantes à une année moyenne sur l'ensemble du bassin oriental (voir la carte n° 6).

La planimétrie des surfaces partielles délimitées entre les isohyètes successives a permis de calculer la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin versant :

$$P_i = \frac{(P_1 + P_2) S_i}{2}$$

P_i : lame d'eau tombée sur une surface partielle S_i .

P_1 et P_2 = pluviométries relatives à deux isohyètes successives délimitant la surface partielle S_i

$$P \text{ moyenne} = \frac{\sum P_i}{\sum S_i}$$

$P \text{ moyenne}$ = lame d'eau moyenne tombée sur le bassin versant.

La moyenne obtenue pour le bassin versant était de 630 mm. Mais comme le réseau des stations est suffisamment bon, on peut bien utiliser la méthode de Thiessen pour trouver en détail la lame d'eau précipitée sur la surface du bassin versant (voir carte n° 6).

La méthode consiste à tracer les polygones de Thiessen qui ont été construits autour de chaque station, relié avec une droite et par une verticale au milieu de la droite.

Si nous avons :

A : surface totale du bassin,

A_1, A_2, \dots, A_n : surfaces partielles de chaque polygone en km², et

P_1, P_2, \dots, P_n : pluie en mm sur chaque surface partielle, on peut avoir $P \text{ moyenne} = \frac{A_1}{A} \cdot P_1 + \frac{A_2}{A} \cdot P_2 + \dots + \frac{A_n}{A} \cdot P_n$, c'est la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin versant.

Sur le tableau suivant, on trouve les calculs pour la P moyenne pour le bassin versant de la Thessalie orientale qui est de l'ordre de 608,3 mm

TABLEAU DES VALEURS DES POLYGONES DE THIESSEN












N°	Pluviomètre (station)	Altitude en m	Surface du polygone en km ²	Précipitation moyenne en mm	Coefficient de pondération en mm	Précipitation pondérée P moy.
1	Livadion	1179	150,2	973,6	0,033	32,13
2	Yannota	578	332,3	640,3	0,073	46,79
3	Elasson	312	315,0	631,5	0,069	43,61
4	Verdikoussa	863	274,1	877,1	0,060	52,63
5	Farkadon	87	168,6	551,6	0,037	20,41
6	Tirnavos	92	480,1	564,6	0,105	59,28
7	Piryetos	31	84,9	810,3	0,018	14,58
8	Spilia	813	218,1	755,9	0,048	36,29
9	Larissa S.N.M.	79	246,0	420,3	0,054	22,70
10	Larissa M.T.P.	70	299,2	453,7	0,066	29,94
11	Ayia	100	170,4	643,4	0,037	23,81
12	Sotirion	54	507,3	455,8	0,111	50,62
13	Makrinitza	690	84,0	837,8	0,018	15,08
14	Volos	37	64,0	456,6	0,014	6,39
15	Zappion	170	248,0	533,5	0,054	28,83
16	Pithion	750	150,5	636,7	0,033	10,55
17	Kriovrissi	1050	236,0	636,7	0,052	33,12
18	Kalkiades	256	80,4	620,4	0,017	10,55
19	Mira	276	241,9	597,7	0,053	31,68
20	Agrilia	810	51,6	669,0	0,011	7,36
21	Deskati	860	132,9	741,0	0,029	21,49
Surface totale			4533,0	Précipitation		608,30

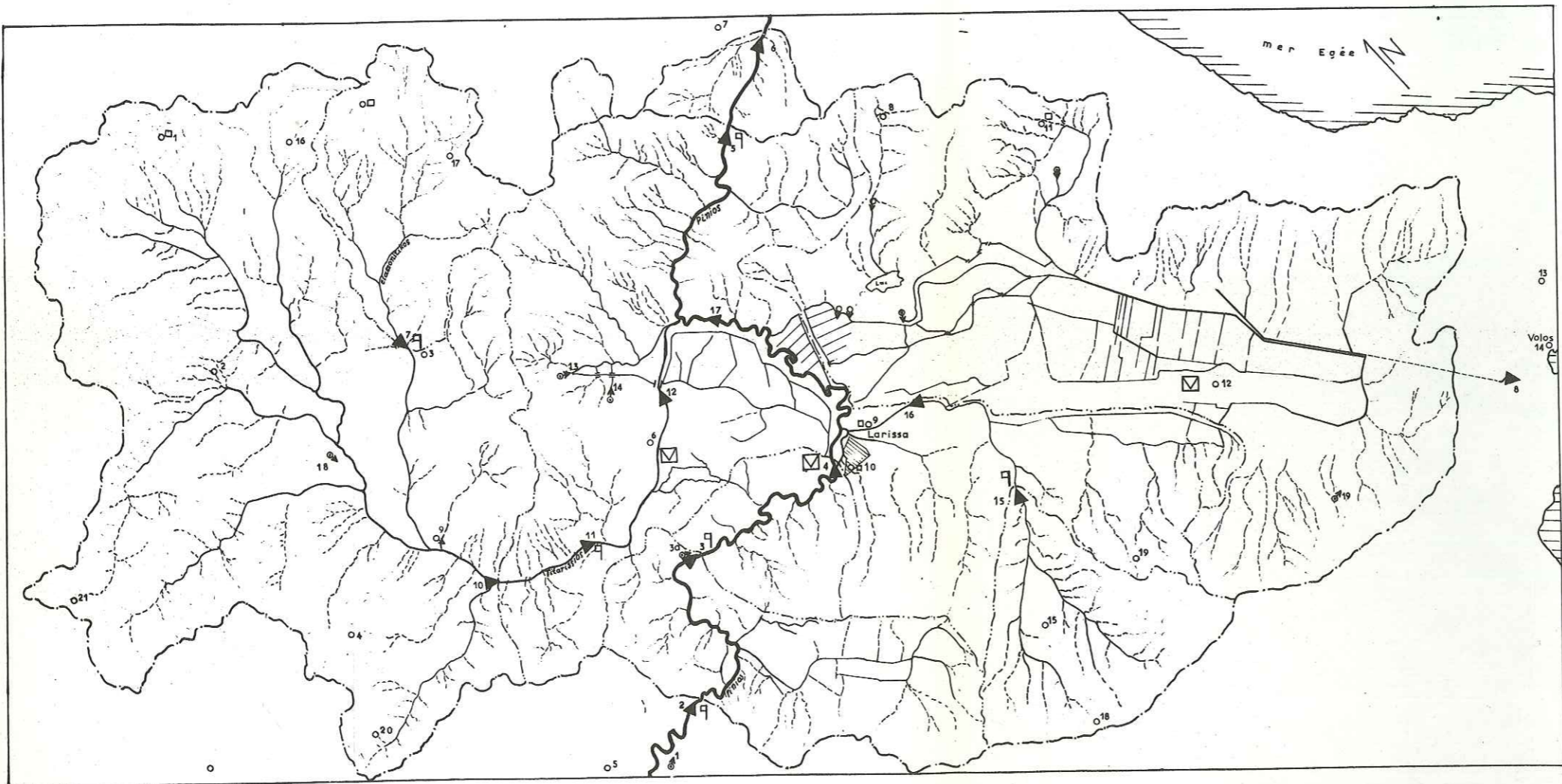
Les précipitations dans la plaine sont les plus faibles avec 450 à 500 mm, puis augmentent régulièrement vers les collines autour de la plaine, et brusquement vers le Nord ou le Nord Est où sont les grands massifs de l'Olympe et d'Ossa.

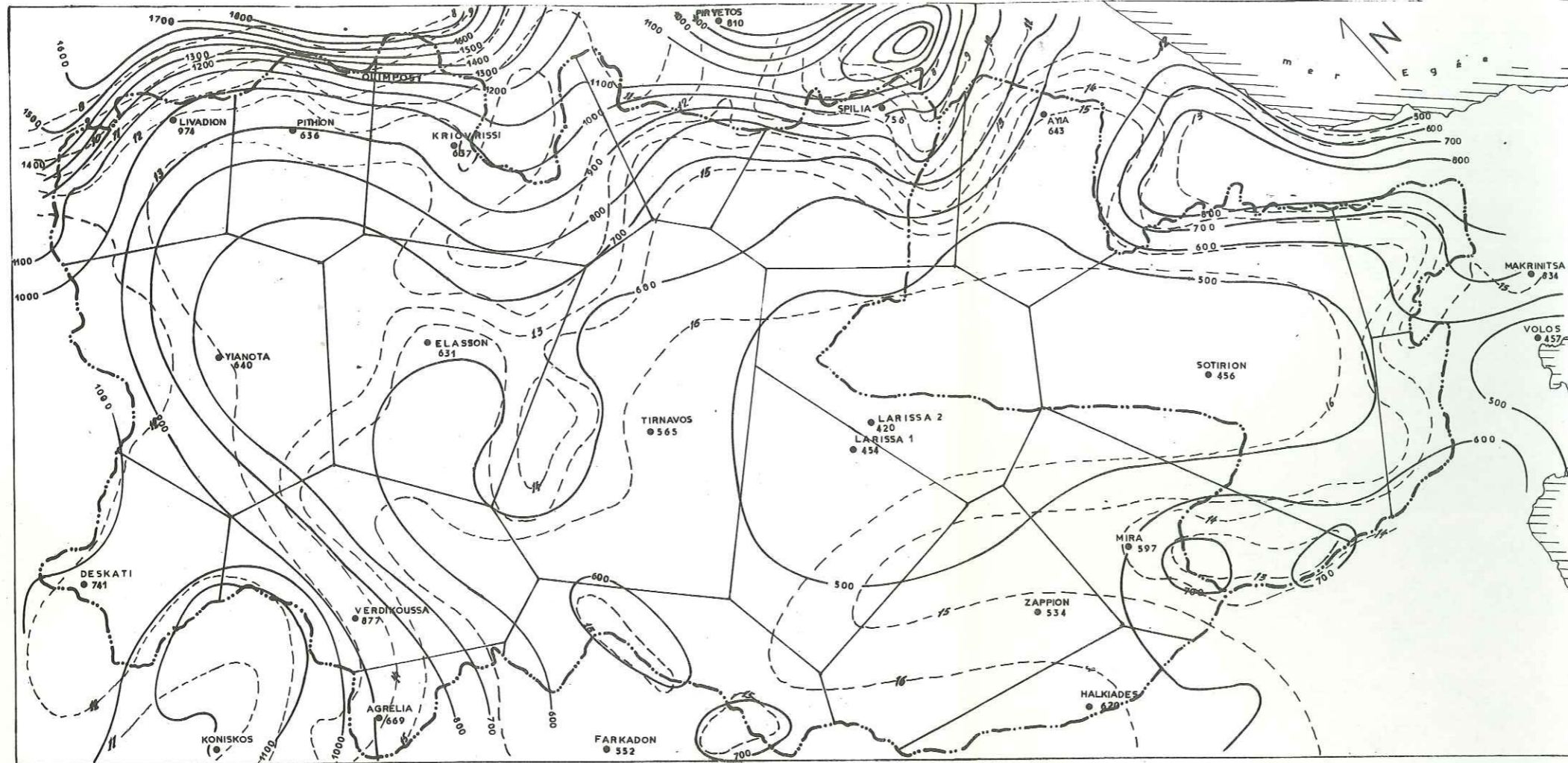
THESSALIE ORIENTALE
RESEAU HYDROGRAPHIQUE

ECHELLE 1:200.000

LEGENDE

-  Cours d'eau temporaire
-  Cours d'eau pérenne
-  Limite du bassin versant
-  Limite des bassins secondaires
-  06 Station pluviométrique et son N°
-  011 Station météorologique et son N°
-  Lysimètre.
-  5 Station de mesure du débit et son N°
-  Linnigraphe
-  014 Source karstique importante et son N°
-  09 Source alluviale importante et son N°





THESSALIE ORIENTALE Pl. N°6
Pluviométrie
 METHODE DE THIESSEN
 ISOHYETES ET ISOTHERMES
 ECHELLE 1:200 000

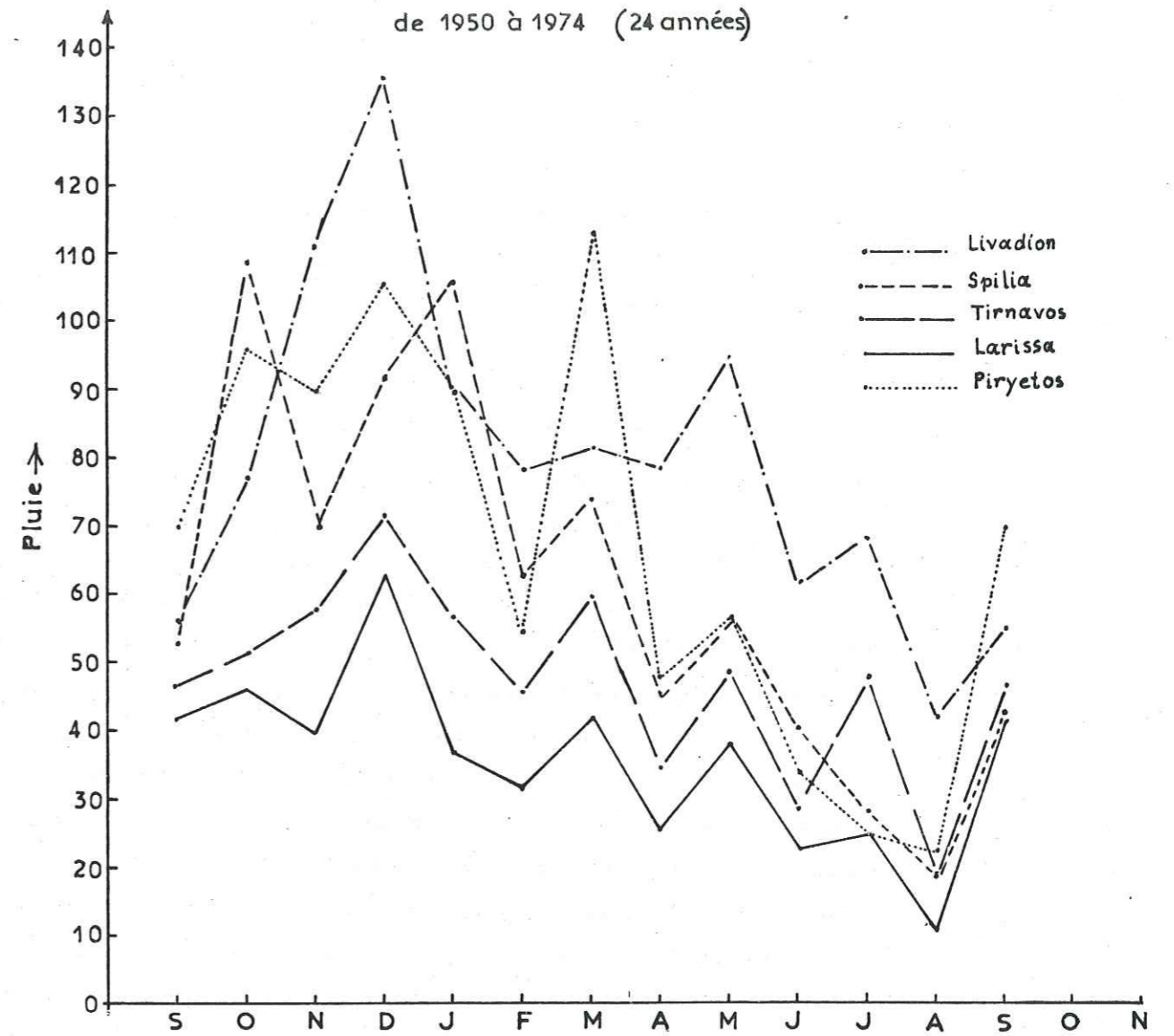
● SPILIA Station pluviométrique et hauteur de la pluie moyenne annuelle en mm.

--- Limite de bassin versant

N°	Nome	Surface du polygone en km ²
1	Livadion	150,5
2	Yannota	332,8
3	Elasson	315,3
4	Verdikoussa	274,2
5	Farkadon	168,8
6	Tirnavos	480,6
7	Pirvetos	85,0
8	Spilia	218,2
9	Larissa 1	246,3
10	Larissa 2	299,5
11	Ayia	170,5
12	Sotirion	507,5
13	Makrinitza	84,0
14	Volos	64,2
15	Zappion	248,3
16	Pithion	150,7
17	Kriovrissi	236,4
18	Halkiades	80,6
19	Mira	242,3
20	Agrelia	51,8
21	Deskati	133,2

--- Isohyètes moyennes annuelles en mm.
 --- Isothermes » » en °C.

MODULES PLUVIOMETRIQUES MENSUELS
de 1950 à 1974 (24 années)



3.3.2 - Répartition pluviométrique dans le temps

Pour connaître la répartition pluviométrique dans le temps on a calculé les modules mensuels donc la variation de la moyenne arithmétique des hauteurs de précipitation pour chaque mois sur un grand nombre d'années, de septembre 1950 à août 1974 (c'est-à-dire 24 années) et pour les cinq stations caractéristiques du bassin (voir fig. n° 7). Deux résultats importants sont bien montrés par le diagramme de la modulation mensuelle des pluies :

- la modulation mensuelle à faible altitude est plus régulière et il n'y a pas une très grande différence entre le maximum et le minimum, tandis qu'il y en a une grande aux hautes altitudes ;
- la plaine intérieure a en général des pluies mensuelles plus faibles que la plaine extérieure dans le bassin, vers la mer Egée. Ceci est en accord avec la différence du climat consisté entre la Thessalie et les régions bordières de la Grèce.

Les variations de la pluie annuelle, pendant les 24 dernières années pour la plupart des stations sont présentées sur la figure n° 5. Ce diagramme montre qu'il y a une périodicité complète de durée 7 ans, qui est très visible. Il y a aussi une variation qui a une périodicité plus longue d'une durée d'à peu près 18 ans. Ces deux variations agissent l'une sur l'autre.

- La hauteur moyenne des précipitations annuelles obtenue par la moyenne arithmétique pour le bassin versant était de 643,2 mm.

Les mois les plus pluvieux vont de septembre à mai. Le mois de novembre est toujours moins pluvieux que celui d'octobre et aussi très souvent le mois d'avril est moins pluvieux que celui de mai.

Les pluies de printemps sont orageuses, le soleil sort brusquement après la pluie. Les pluies persistantes au printemps sont rares ; les pluies d'été qui sont rares, sont quelquefois orageuses et violentes surtout dans la fin de l'été, mais d'habitude elles sont régulières.

Quant aux pluies d'hiver, elles sont régulières et plus persistantes qu'au printemps. Les pluies d'automne sont quelques fois brusques, mais les toutes premières pluies n'arrivent pas jusqu'aux nappes, car il y a une grande évaporation et à cause de la sécheresse, presque toute l'eau s'évapore.

Mais après les premières pluies orageuses, commence la recharge des nappes, surtout dans les régions où le niveau d'eau est profond.

Les mois les plus secs sont les mois de juillet et d'août. Dans le mois d'août et à la dernière décade commencent rarement les pluies d'automne.

Pour avoir un aspect de la répartition saisonnière des précipitations moyennes annuelles on définit l'indice saisonnier de la façon suivante - d'après les cinq stations caractéristiques du bassin - (voir fig. n° 6) :

H : hiver	225,3 mm ou 31,6 %
P : Printemps	178,3 mm ou 25,0 %
E : Eté	108,2 mm ou 15,1 %
A : Automne	201,8 mm ou 28,3 %

3.3 - Etude statistique

L'étude statistique des précipitations sur les deux stations de Larissa 10 (453,7 mm) et Sotirion 12 (455,8 mm), nous a permis de calculer la courbe théorique de Gauss.

- La moyenne arithmétique annuelle représente la tendance centrale de la série. C'est la moyenne arithmétique des hauteurs de pluies annuelles pour la série d'observation.

$$\bar{x} = \frac{\sum xi}{n+1} \text{ avec } \sum xi = \text{somme de } n \text{ valeurs des précipitations annuelles,}$$

et n = nombre d'années d'observation.

- D'autres paramètres caractérisant la dispersion des valeurs autour de la tendance centrale sont l'écart absolu moyen et l'écart type σ :

$$e_a = \frac{(xi - \bar{x})}{n+1}$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (xi - \bar{x})^2}{n+1}}$$

Si on établit la valeur pour les deux stations, on trouve les résultats suivants :

	Larissa	Sotirion
$\bar{x} = \frac{\sum xi}{n+1}$	$\bar{x} = 437,1 \text{ mm}$	$\bar{x} = 431,0 \text{ mm}$
$e_a = \frac{\sum (xi - \bar{x})}{n+1}$	$e_a = 17,5 \text{ mm}$	$e_a = 22,75 \text{ mm}$
$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (xi - \bar{x})^2}{n+1}}$	$\sigma = 134,6 \text{ mm}$	$\sigma = 93,2 \text{ mm}$

Les hauteurs des précipitations annuelles s'ordonnent assez bien selon la loi de Laplace-Gauss.

Dans une distribution normale, on doit avoir :

50 % des observations entre $\bar{x} - \frac{2}{3}\sigma$ et $\bar{x} + \frac{2}{3}\sigma$

68 % des observations entre $\bar{x} - \sigma$ et $\bar{x} + \sigma$

95 % " " $\bar{x} - 2\sigma$ et $\bar{x} + 2\sigma$

99,7 % " " $\bar{x} - 3\sigma$ et $\bar{x} + 3\sigma$

Pour les stations de Larissa et Sotirion, nous avons les valeurs suivantes :

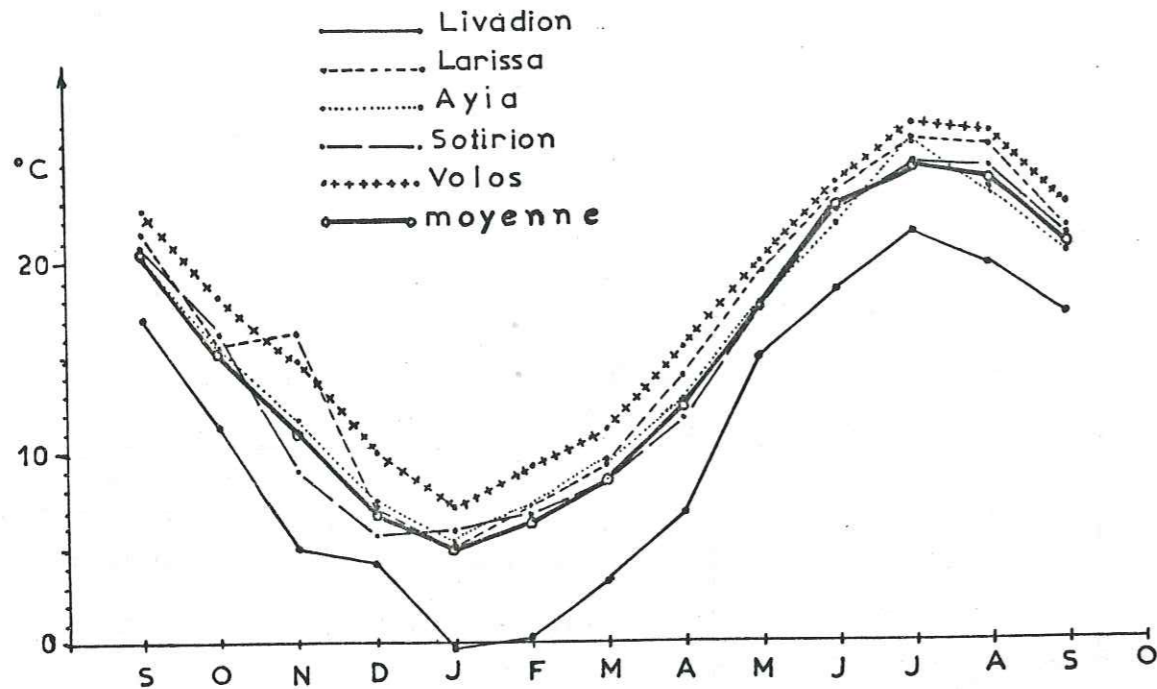
50 % entre 347,4 et 526,8 et entre 368,8 et 493,2

68 % entre 307,5 et 571,7 et entre 337,8 et 524,2

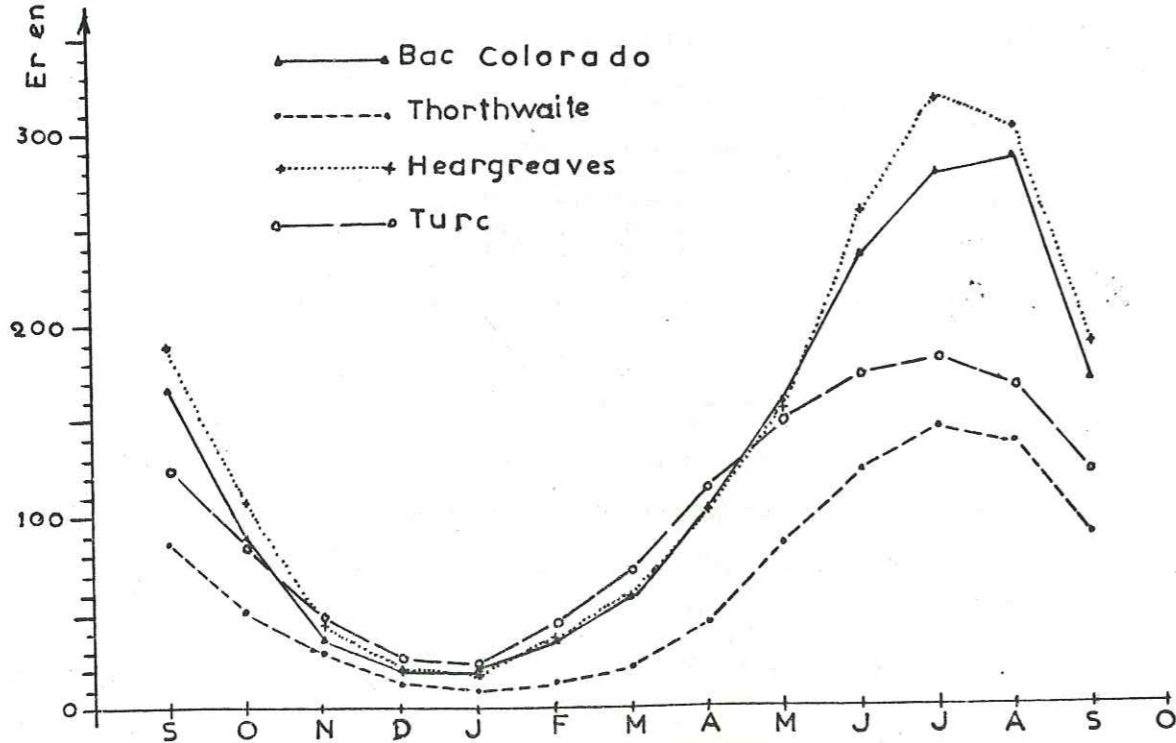
95 % entre 172,9 et 706,3 et entre 244,6 et 617,4

99,7 % entre 38,3 et 840,9 et entre 151,4 et 710,6.

TEMPERATURES
moyennes mensuelles



Variation moyennes mensuelles de l'évapotranspiration



3.4. - LA TEMPERATURE

Les données de la température dans les stations de mesure commencent à partir d'années différentes pour des raisons dispersées.

Les températures moyennes sont moins hautes par suite de l'influence des massifs montagneux, surtout dans les zones à fort relief. Il y a une influence sensible de la mer.

En général, la température pendant l'hiver n'est pas très basse et pendant l'été n'est pas très haute. On peut avoir 5 à 8 jours dans l'époque d'été où la température est très élevée. Ce sont les vents qui amènent la chaleur depuis les régions des collines du Nord ou du Nord Est, où il y a des possibilités d'avoir localement une augmentation de la température.

Les mesures de température effectuées aux stations Livadion, Larissa 9, Larissa 10, Ayia, Sotirion, Volos, donnent une température moyenne annuelle de 14,8° C.

Températures moyennes mensuelles et températures moyennes annuelles

Stations	N°	S	O	M	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Annuelle
Livadion	1	16,9	11,3	5,0	4,4	0,2	2,0	3,6	6,8	15,0	18,2	21,6	19,9	10°,8
Larissa	9	21,6	15,6	16,1	6,9	5,2	7,1	9,5	14,0	18,5	23,7	26,4	26,0	15°,9
Larissa	10	21,1	14,6	10,2	5,3	8,3	7,7	8,5	13,7	18,3	23,5	25,3	24,4	15°,0
Ayia	11	20,2	15,4	11,8	7,4	5,4	7,1	9,6	12,5	17,7	21,8	26,2	23,9	14°,9
Sotirion	12	21,4	16,4	9,0	5,5	5,9	6,7	8,4	11,7	17,4	22,5	24,9	24,9	14°,5
Volos	14	22,8	18,2	14,8	10,3	7,5	9,3	11,4	15,6	20,0	24,0	26,9	26,6	17°,3
Moyenne		20,7	15,3	11,2	6,6	5,4	6,7	8,5	12,4	17,9	22,3	25,2	24,3	
Moyenne annuelle du bassin														14°,8

Le mois le plus chaud est le mois de juillet, avec une température de 25°,2 C, et le mois le plus froid est le mois de janvier avec une température de 5,4°C.

Les écarts entre les maximums et les minimums absolus sont plus grands en s'éloignant de la mer vers l'intérieur de la plaine.

On peut déduire une courbe représentant le gradient d'augmentation de la température moyenne annuelle par rapport aux altitudes car nous avons une station de mesure des températures aux altitudes élevées (Livadion 1179).

La courbe montre que nous avons une diminution de 0,48 degrés C pour chaque 100 m d'altitude, ce qui indique une petite diminution par rapport aux régions bordières influencées par la mer (en Crête 0,6°C pour 100 m).

Les stations de Livadion et Sotirion ont des mesures de température depuis 1972. Il est évident que le nombre d'années d'observation pour ces stations est trop insuffisant.

Pourtant nous en avons tenu compte dans nos calculs.

3.5. - LE VENT OU REGIME DES VENTS.

Les vents du Nord sont très fréquents. Ceux du NE ou de l'E sont moins fréquents, mais plus chauds. La fréquence des vents N, NE et E est de plus de 70 % du régime des vents.

Les vents du Nord sont aussi très humides et apportent presque la totalité des pluies. Ils ne sont que rarement violents, mais quand ils viennent avec des pluies ils provoquent souvent des catastrophes.

En été, il n'y a pas de vents violents, mais la plupart sont secs et souvent très chauds.

Le maximum enregistré est de 8° Beaufort à Larissa (S.N.M.) en hiver, et 7° au printemps et en automne (en 1973). Alors qu'au Volos, des forces de 5 à 6 degrés Beaufort se rencontrent tout au long de l'année.

3.6. - HUMIDITE OU HYGROMETRIE.

Les moyennes mensuelles d'humidité relative varient entre 62% en été et 90 % en hiver (été: juillet, hiver: janvier, février), aux stations Sotirion et Larissa, dans la plaine, alors que les moyennes mensuelles d'humidité relative varient entre 66 % en été et 90 % en hiver (été : juillet, hiver : janvier et février), aux stations Ayia et Livadion.

Les moyennes annuelles relatives se situent entre 75 et 76 %. Ces valeurs sont très élevées en hiver par rapport aux valeurs d'autres stations de la Grèce, du fait de la cuvette de la plaine, tandis qu'en saison sèche elles sont normales. Les valeurs sont aussi un peu élevées, du fait de la proximité de la mer.

3.7. - EVAPORATION.

L'évaporation dans notre bassin a été mesurée avec le bac Colorado aux stations suivantes :

- Livadion depuis 1973,
- Larissa n° 9 depuis 1958,
- Ayia depuis 1962,
- Sotirion depuis 1960.

Les mesures de la station Livadion sont très peu nombreuses et on ne peut pas en tenir compte. Les mesures de la station Ayia, bien qu'elle existe depuis longtemps ne peuvent être retenues car les mesures d'évaporation n'y sont pas bonnes.

Les moyennes mensuelles de l'évaporation mesurée aux évaporomètres des deux stations Larissa n° 9 et Sotirion sont les suivantes :

TABLEAU DE L'EVAPORATION MESUREE

Stations	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Annuelle
Larissa n° 9	173,7	104,4	40,7	21,8	25,8	40,3	60,9	104,5	155,2	235,2	305,9	314,9	
Sotirion	158,5	71,2	28,5	15,8	13,1	26,7	51,3	102,4	161,3	229,2	248,0	258,6	
Moyenne	166,1	87,8	34,5	18,8	19,5	33,5	56,1	103,5	158,2	232,2	276,9	286,7	1473,8

Donc l'évaporation mesurée aux stations par les bacs Colorado donne une valeur moyenne annuelle égale à 1474 mm environ.

L'évaporation qu'on mesure est l'évapotranspiration réelle s'il y a toujours de l'eau en surface. Cette évapotranspiration se produit dans les conditions réelles de teneur en eau du sol saturé. Mais dans notre plaine il y a des grandes surfaces comme la région du Karla et la partie N des deux côtés du "Pinios", jusqu'à Ambelon où le niveau statique est très haut - même artésien -. Ici l'évapotranspiration réelle approche ou est identique à l'évapotranspiration potentielle car le sol contient, en permanence une quantité d'eau suffisante pour avoir une évapotranspiration continue. Cette eau se renouvelle par la remontée de l'eau des aquifères.

Au contraire il y a des régions (bord SW) où le niveau statique de la nappe est très bas et l'évapotranspiration est limitée.

Le maximum des valeurs moyennes mensuelles est de 286,7 mm au mois d'août et le minimum est de 18,8 mm au mois de décembre.

Pour pouvoir comparer les mesures faites aux stations avec les différentes méthodes de calcul théoriques, on étudiera l'évapotranspiration à partir des formules de Turc (E réelle) et la méthode de Thornthwaite (E potentielle et E réelle).

3.7.1. Evapotranspiration potentielle

3.7.1.1 - Méthode de L. TURC

La formule trouvée par L. TURC a été établie à l'aide de données expérimentales recueillies sur divers bassins répartis dans toutes les régions du globe.

En appliquant la formule de Turc nous pouvons obtenir l'évapotranspiration réelle :

ou E_r = évapotranspiration réelle annuelle en mm

P = précipitation moyenne annuelle en mm

$L = 300 + 25 t + 0,05 t^3$ avec

t = température moyenne annuelle

$$E_r = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

L'application numérique de la formule nous conduit aux valeurs suivantes :

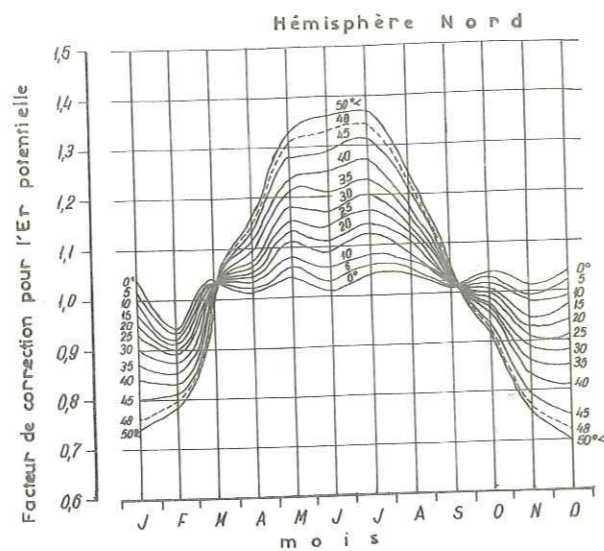
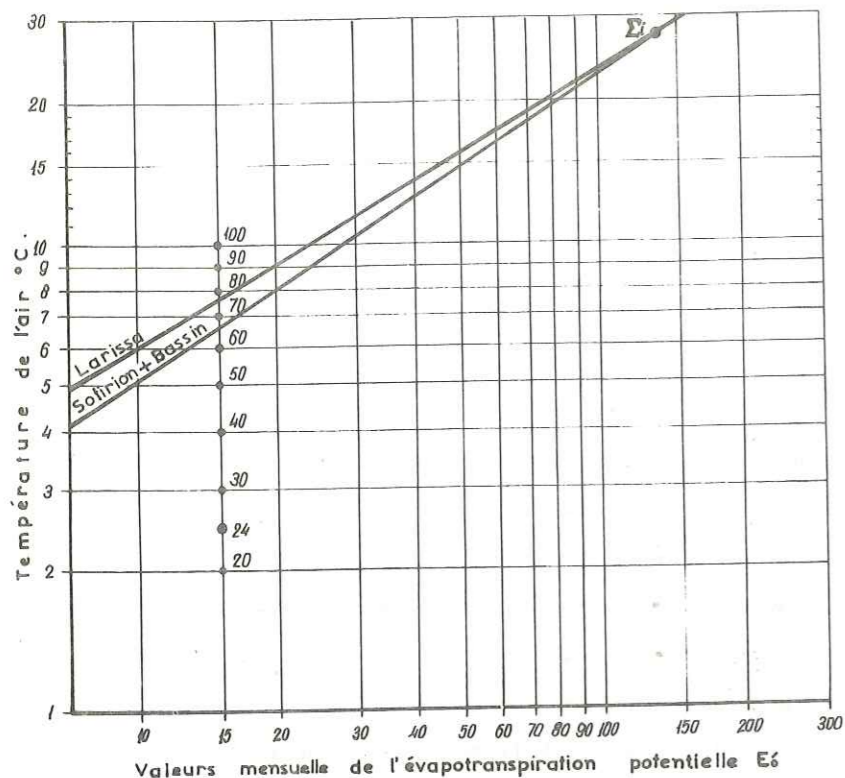
P = 643,2 mm

t = 14,8°C

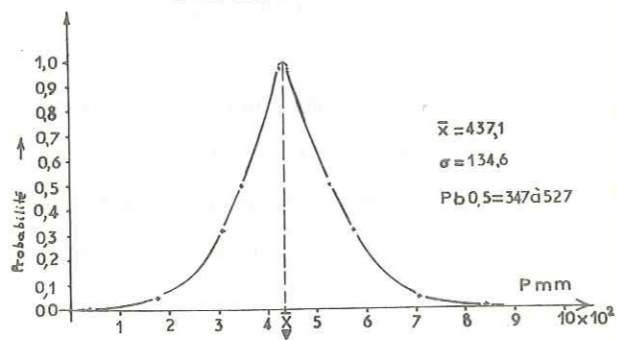
et on trouve le résultat

$E_r : 524 \text{ mm}$

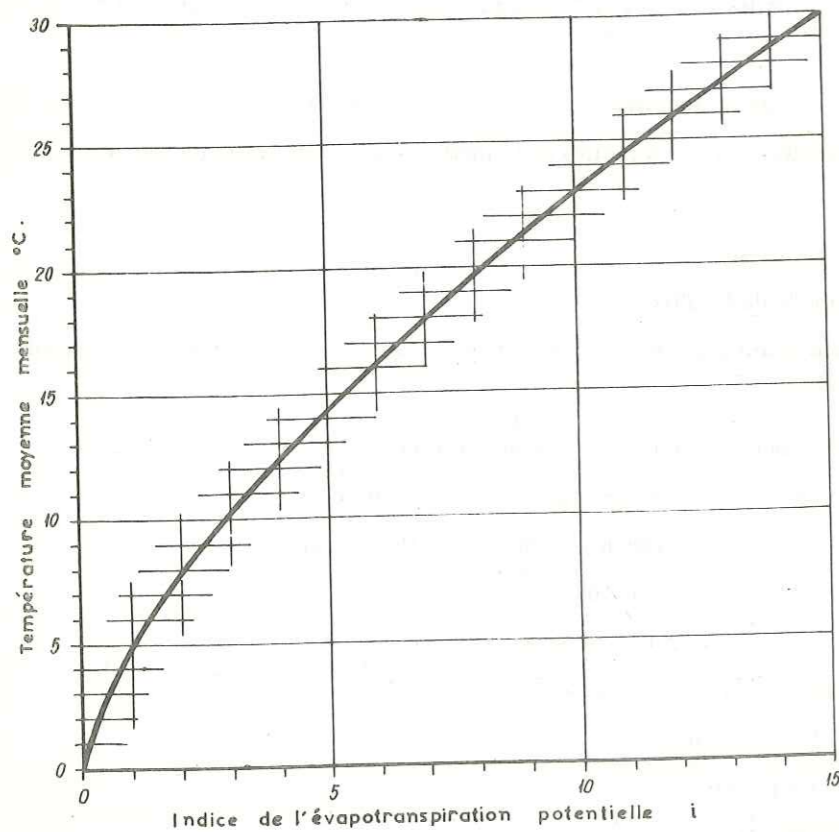
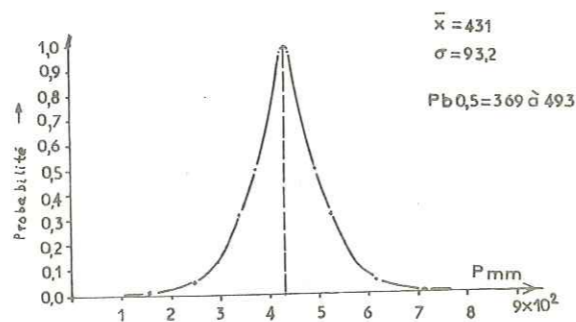
Méthode de Thornthwaite Fig. N° 9.



PLUVIOMETRIE
COURBE THEORIQUE DE GAUSS
Station : Larissa



Station : Sotirion



En établissant la formule pour la pluviométrie moyenne mensuelle et la température moyenne mensuelle, on trouve les valeurs de l'évapotranspiration réelle pour chaque mois. Les valeurs sont portées sur le diagramme des variations de l'évapotranspiration mensuelles (voir fig. n° 8).

Le diagramme indique que pendant l'hiver il y a une bonne coïncidence des valeurs de la formule de Turc avec les mesures sur bac Colorado, tandis que pendant l'été les valeurs de Turc sont 80 % de l'évapotranspiration moyenne mensuelle sur le bac Colorado.

TABLEAU DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	annuelle
136	85	46	27	23	39	65	110	153	198	220	198	1300

3.7.1.2 - Méthode de Thornthwaite

Les valeurs mensuelles de l'évapotranspiration ont été calculées à l'aide de la méthode de Thornthwaite pour la période de septembre 1950 à août 1974 (24 années).

Le bilan hydrologique a été fait d'après les valeurs moyennes mensuelles des précipitations et de la température comme aussi d'après les valeurs moyennes mensuelles des stations : Larissa n° 9 et Sotirion.

La notice d'instruction technique citée en référence est notée en bibliographie ; on opère de la façon suivante (voir fig. n° 9) :

- en tenant compte de la température moyenne mensuelle, on calcule l'indice thermique mensuel d'après :

$$i = \frac{(t)^{1,514}}{5} \quad \text{on fait une abaque donnant la correspondance entre } i \text{ et } t \text{ mensuelle}$$

(voir figure n° 9).

t = température moyenne mensuelle du mois considéré en degrés centigrades.

- Calcul de l'indice annuel $I = \sum i$, à la ligne 3,

- Calcul de l'évapotranspiration potentielle mensuelle non corrigée d'après :

$$E'_0 = 1,6 \left(10 \frac{t}{1}\right)^\alpha$$

$$\text{avec } \alpha = 0,49239 + (1792 \times 10^{-5} \times I) - (771 \times 10^{-7} \times I^2) + (675 \times 10^{-9} \times I^3)$$

La notice d'instruction technique comporte un tableau d'où on tire une abaque (voir fig. n° 9) permettant d'avoir les valeurs approchées de E'_0 pour chaque mois par simple construction géométrique à la ligne 4.

L'évapotranspiration potentielle brute E'_0 , trouvée pour chaque mois est corrigée (EP) au moyen d'un coefficient tenant compte du nombre de jours du mois, la durée théorique de l'insolation à la ligne 6 (voir fig. n° 9).

- La hauteur des précipitations mensuelles en mm se présente à la ligne 7.

- D'après la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle on trouve à la ligne 8 les variations de réserve d'eau du sol.

BILAN DE L'EAU

d'après la méthode THORNTHWAITE

Valeurs d'année moyenne du BASSIN VERSANT

DETERMINATION	MOIS												Σ Annuelle
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
1 T°C moyenne mensuelle	5,4	6,7	8,5	12,4	17,9	22,3	25,2	24,3	20,7	15,3	11,6	6,6	14,°8
2 Indice mensuel i	1,2	1,6	2,2	4,1	6,9	9,5	11,5	10,8	6,6	5,5	3,5	1,5	
3 Indice thermique													66,9
4 EP brute en mm. E'o	10	15	21	40	71	101	118	116	85	51	34	15	
5 Coefficient de correction n	0,85	0,84	1,01	1,11	1,23	1,23	1,25	1,18	1,04	0,97	0,85	0,83	
6 EP potentielle corrigée en mm	8	13	21	44	87	124	147	137	88	50	29	13	761
7 Précipitation en mm	68	61	73	45	44	32	33	16	53	74	66	76	641
8 Variation de réserves du sol					-43	-92	-114	-121	-35				
9 Somme de valeurs négatives					-43	-135	-249	-370	-405				
10 Réserve utile à la végétation	184	200	200	200	157	65	0	0	0	24	61	124	
11 EP réelle en mm	8	13	21	44	87	124	98	16	53	50	29	13	556
12 Excédent en mm	60	48	52	1						24	37	63	285
13 Déficit en mm							49	121	35				205
14 P-EP en mm	60	48	52	1	-43	-92	-114	-121	-35	24	37	63	

Valeurs d'année moyenne de la station SOTIRION

DETERMINATION	MOIS												Σ Annuelle
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
1 T°C moyenne annuelle	5,9	6,7	8,4	11,7	17,4	22,5	24,9	24,9	21,4	16,4	20	5,5	14°,5
2 Indice mensuel i	1,3	1,6	2,2	3,7	6,6	9,7	11,3	11,3	9,2	6,2	2,4	1,2	
3 Indice thermique													66,7
4 EP brute en mm. E'o	12	15	22	35	66	99	120	120	93	62	24	13	
5 Coefficient de correction n	0,85	0,84	1,01	1,11	1,23	1,23	1,25	1,18	1,04	0,97	0,85	0,83	
6 EP potentiel corrigée en mm	10	13	22	39	82	122	150	142	98	60	20	11	769
7 Précipitation en mm	42	35	54	24	41	21	23	8	41	56	52	60	457
8 Variation de réserves du sol				-15	-41	-101	-127	-134	-57	-4			
9 Somme des valeurs négatives				-15	-56	-157	-284	-418	-475	-479			
10 Réserve utile à la végétation	113	135	200	185	144	43	0	0	0	0	32	81	
11 EP réelle en mm	10	13	22	39	82	64	23	8	41	56	20	11	389
12 Excédent en mm	32	22	32								32	49	167
13 Déficit en mm						58	127	134	57	4			400
14 P-EP	32	22	32	-15	-41	-101	-127	-134	-57	-4	32	49	

si P-EP positif, on a : excédent d'eau

si P-EP négatif, nous avons : manque d'eau

- Le sol, par sa rétention spécifique pourra constituer une réserve, qui sera mise à la disposition de la végétation quand se présenteront les mois déficitaires.

Nous adoptons en Grèce 200 mm comme quantité optimale d'eau que le sol peut retenir et soustraire à l'écoulement interne (ligne 10). Thornthwaite admet, lui, 100 mm.

Les quantités des réserves de 200 mm peuvent paraître grandes, mais à notre avis comme nous l'avons exposé le renouvellement de l'eau que le sol peut retenir en surface se fait par les aquifères et les réserves de 200 mm peuvent alors être normales.

- A la ligne 9 nous avons la somme continue des valeurs négatives des réserves du sol.

- L'évapotranspiration réelle obtenue à la ligne 11 provient de l'évapotranspiration potentielle corrigée en tenant compte des précipitations et des réserves disponibles.

- L'excédent, c'est la quantité d'eau disponible pour l'écoulement superficiel et souterrain (Q + I) mesurée aussi en mm (ligne 12).

- Le déficit en mm est à la ligne 13.

- La différence entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle est donnée à la ligne 14 (positive ou négative).

Dans le tableau suivant toutes ces valeurs ont été reportées ainsi que les éléments moyens mensuels du bilan de l'eau dans le sol.

- Evapotranspiration mensuelle moyenne et bilan hydrologique pour le bassin versant (voir tableau).

On suppose que pendant les mois de mars et d'avril, le sol a le maximum de réserves en eau, soit 200 mm ou plus.

Aux mois de mars et d'avril on a des excédents de 52 et 1 mm et les pluies sont plus grandes que l'évapotranspiration. A partir du mois de mai commence la diminution des réserves du sol, à cause de l'EP potentielle qui est plus forte que les précipitations (manque d'eau : 43 mm). Ensuite dans les mois de juin, juillet, août et septembre, nous avons des manques d'eau de 92, 114, 121 et 35 mm. Au mois de juillet, on a une évaporation de 98 mm qui est le reste de la réserve de sol du mois précédent utile à la végétation, 65 mm et la pluie du mois de juillet de 33 mm. On a donc un déficit de 49 mm et les réserves sont nulles.

Aux mois d'août et de septembre, nous avons aussi un manque d'eau. Toute la pluie (16 et 53 mm) s'évapore et on a un déficit de 121 et 35 mm.

Les réserves commencent à se reconstituer au mois d'octobre (P - EP = 24 mm). L'excès d'alimentation en novembre est de 37 mm, il s'ajoute à la réserve précédente et nous avons 61 mm de réserve du sol (24 mm + 37 mm = 61 mm).

Au mois de décembre, l'excès d'alimentation est de 63 mm et toutes les quantités remplissent les réserves du sol qui est de 124 mm. Aussi au mois de janvier 60 mm remplissent les réserves qui sont maintenant de 184 mm.

Au mois de février, l'excès d'alimentation est de 48 mm. 16 mm serviront à porter la réserve à sa quantité optimale de 200 mm, tandis que les 25 mm restant constitueront un excédent (water surplus),

qui servira à l'écoulement superficiel et souterrain, comme aussi l'excédent d'eau des mois suivants : mars et avril (52 et 1 mm).

Les excédents de ces mois et surtout l'eau des mois précédents serviront aussi pour l'alimentation, d'abord des nappes superficielles (phréatiques), puis des nappes profondes.

Pour évaluer le bilan de l'eau sur une station (Sotirion n° 12) dans la plaine, nous avons opéré de la même façon que pour les valeurs moyennes du bassin versant.

Valeurs annuelles obtenues après le calcul

	Moyenne du bassin versant	Station Sotirion n° 12
EP potentielle	761 mm	769 mm
Précipitations	641 mm	457 mm
EP réelle	556 mm	389 mm
Excédent	285 mm	167 mm

3.7.1.3 - Comparaison des résultats des méthodes utilisées

Les méthodes utilisées pour l'évaluation des précipitations moyennes sur le bassin versant donnent des résultats différents.

La méthode des isohyètes donne la valeur de 630 mm, tandis que d'après la méthode des polygones de Thiessen on a la valeur de 608,3 mm. La moyenne arithmétique des 21 stations donne aussi la valeur 643,2 mm, donc :

isohyètes P = 630 mm

Thiessen P = 608,3 mm

moyenne arithmétique P = 643,2 mm.

A notre avis la valeur de la méthode de Thiessen est la plus vraisemblable et rapproche la réelle. Il est possible d'adopter la valeur moyenne des trois chiffres comme valeur moyenne pour tout le bassin. C'est :

P = 627 mm

Les méthodes utilisées pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle ou pour l'évapotranspiration réelle donnent les résultats suivants :

- Méthode de Turc : évapotranspiration réelle : 524 mm.

- Méthode de Thornthwaite : évapotranspiration réelle : 556 mm.

Mais si on prend comme valeur de P = 627 mm (pluie moyenne pour tout le bassin versant) on trouve aussi d'après TURC une évapotranspiration réelle moyenne du bassin de 522 mm.

3.8. - BILAN HYDRIQUE

Ce paragraphe a pour but d'évaluer le bilan hydrique d'après les résultats concernant la pluviométrie et l'évapotranspiration.

On sait que la différence entre les quantités d'eau tombées sur un bassin versant et les quantités d'eau écoulées, mesurées à l'exutoire du bassin considéré, constituent le déficit d'écoulement :

$$P - Q = D$$

où P = pluviométrie et Q = quantités d'eau écoulées et mesurées à l'exutoire du bassin versant.

le terme D = E + I est le déficit d'écoulement où :

E = évapotranspiration

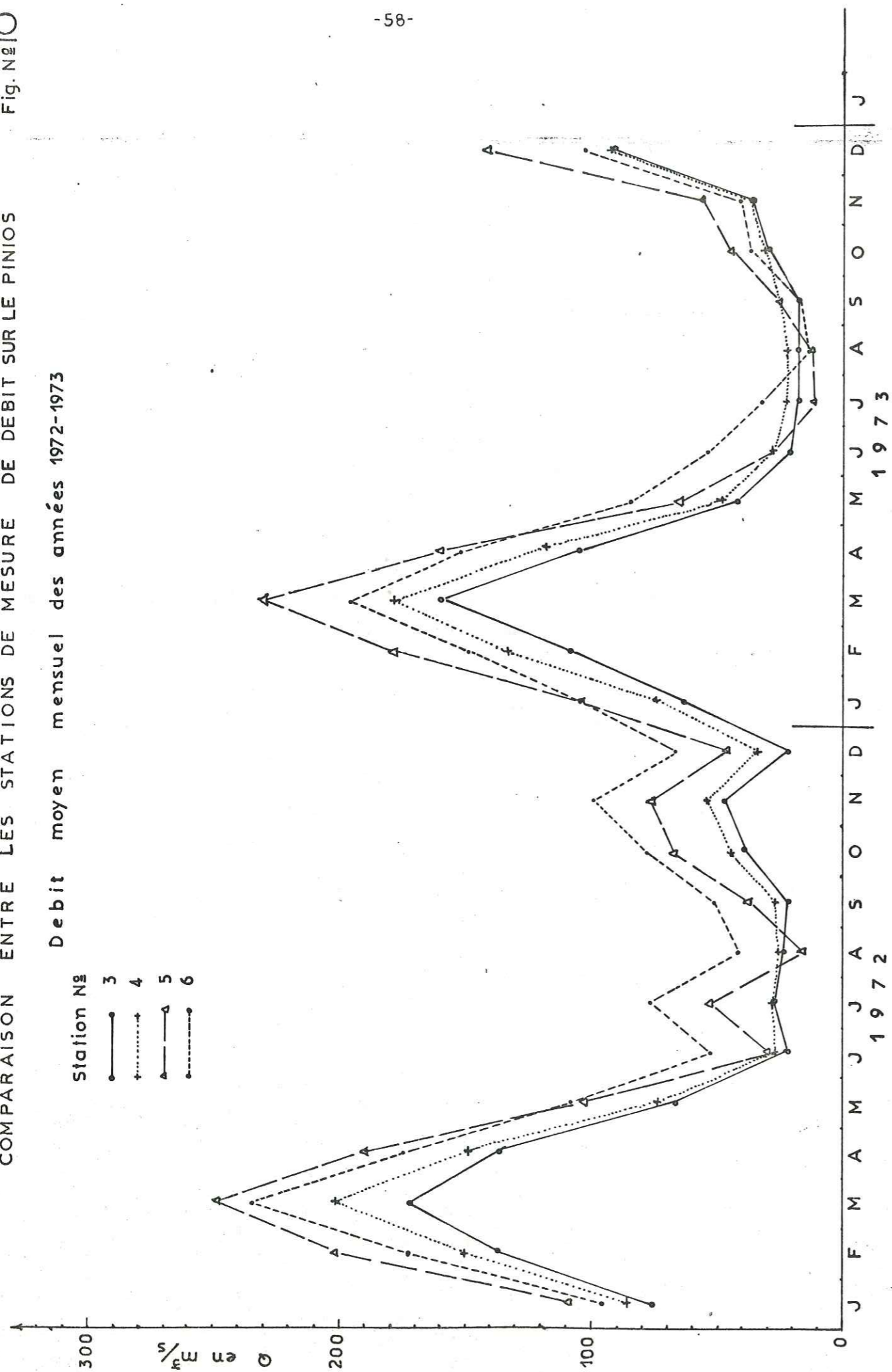
I = variation des réserves (entrée et sortie d'eau, eau souterraine, etc.).

alors :

$$P - Q = E + I$$

Les précipitations étant de 627 mm, l'évapotranspiration de 522 mm, les quantités d'eau écoulées, et les variations de réserves sont de 105 mm.

Debit moyen mensuel des années 1972-1973



3.9. - HYDROLOGIE DE SURFACE

Après avoir étudié les précipitations et l'évaporation de l'eau, et avant d'étudier l'infiltration, il faut bien estimer l'eau écoulée en surface.

La plaine de la Thessalie orientale est traversée par une grande rivière pérenne, le "Pinios" qui entre dans la plaine E par une vallée très étroite (vallée de Koutsokhiron). Sur cette rivière était installée la plupart des stations de mesure de débit. Une deuxième rivière importante est le "Titarissios" qui forme un grand réseau temporaire - le plus grand de la plaine dans la partie NW du bassin versant -. Sur cette rivière il y avait aussi des stations de mesure du débit ; les mesures ont commencé en 1951 et dans les deux ou trois ^{dernières} années, elles ont été complétées avec de nouvelles stations.

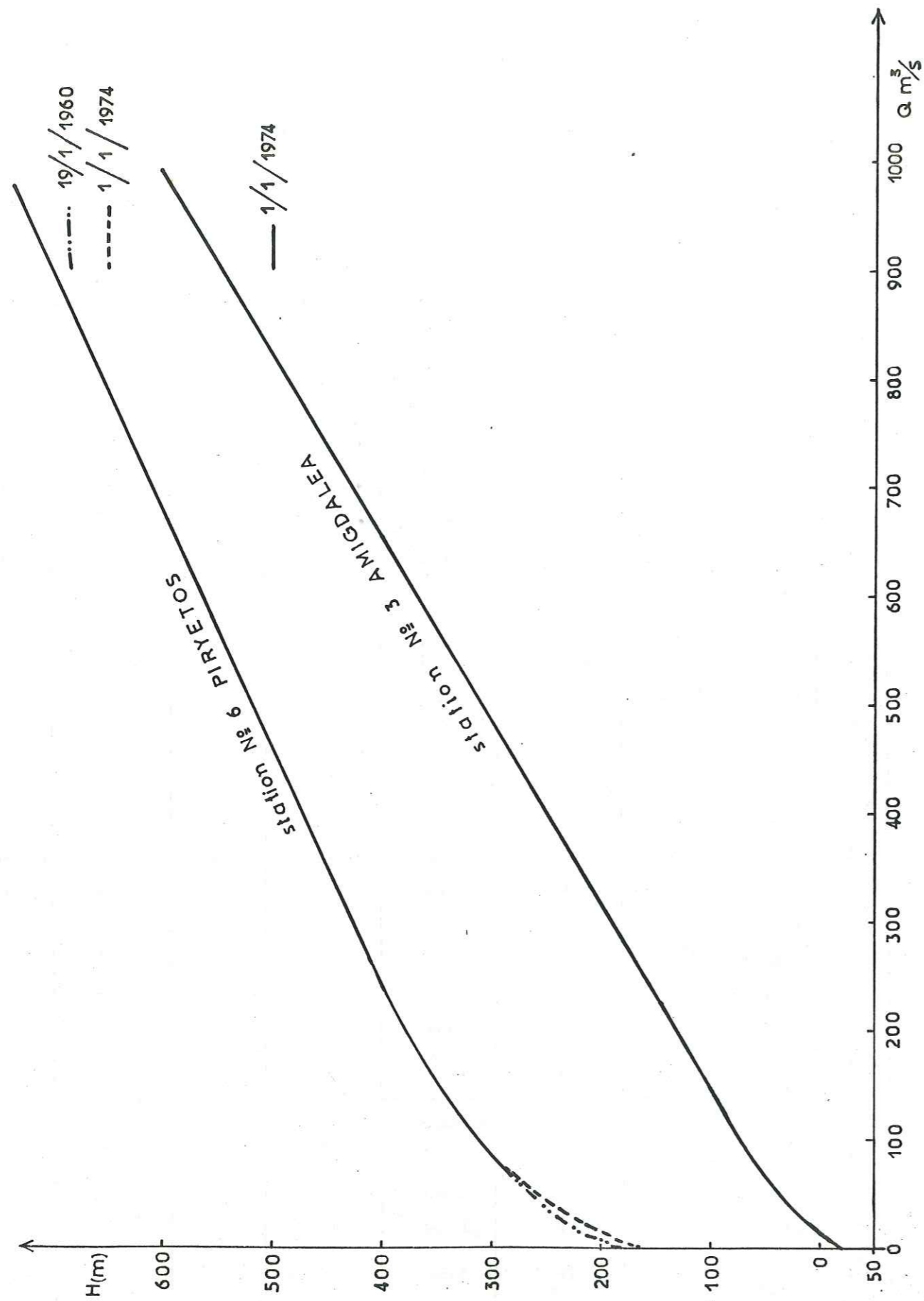
Stations limnimétriques existant sur les rivières et sur les grandes sources :

Tableau des stations hydrologiques installées sur les rivières

N° de station	localité	Rivière	Service	Mesures effectuées	Fréquence de lecture	Echelle existante	Limnigraphe	
2	Pinios	Pinios	SAF	1 mois	1 jour	+	oui	mesure de crue
3	Counitsa	"	MTP	1 mois	1 jour	+		" "
4	Larissa	"	MTP	1 mois	1 jour	+		" "
5	Tempi	"	MTP	1 mois		+	oui	mesure de crue
6	Piryetos	Pinios	MTP	1 mois				" "
7								
8	Tunel-Volos	Karla	MTP	2 mois	1 jour	+		
10	Milogousta	Titarissios	MTP	1 mois	1 jour	+		
11	Damassi	Titarissios	SAF	1 mois	1 jour	+	oui	mesure de crue
12	Deleria	Titarissios	SAF	1 mois		+	oui	mesure de crue
15	Kousbas-san'otikos	Karla	SAF	1 mois		+	oui	
16	Meligokh	Karla	SAF		2 jours	+		
17	Elassonitikos		SAF	1 mois		+	oui	mesure de crue
19	Ambelon	Pinios	MTP	1 mois	1 mois	+		

Installé sur les sources

1	Ayios-Taxiarhis		SAF	2 mois	1 semaine	+		source karstique
9	Amouri		MTP	1 mois	1 semaine	+		source alluviale
13	Mati-Tirnavou		MTP	2 mois	1 semaine	+		source karstique
14	Ayia-Anna		MTP	2 mois	1 semaine	+		source karstique
18	Kefalovrisson		MTP	1 mois	1 semaine	+		source karstique
20	Veletinon		MTP	2 mois	1 semaine	+		source karstique



3.9.1 - Débit

A partir des mesures du débit aux stations principales, sur la rivière Pinios, nous avons tracé la courbe des variations moyennes mensuelles du débit pour les années 1972 - 1973.

Nous avons fait ces constatations après la comparaison de la différence des quantités d'eau écoulées entre les stations sur la rivière (voir figure n° 10).

Première constatation : il y a une infiltration de la rivière vers les aquifères en aval du débouché de la rivière dans la plaine et jusqu'au milieu de la plaine. Puis il y a une résurgence en aval de la plaine, avant la sortie de la rivière de la plaine.

Deuxième constatation : il y a une alimentation (infiltration) continue des calcaires de la région de Tempi par l'eau de la rivière Pinios, bien qu'il existe des sources provenant des calcaires dans le lit de la rivière.

D'après les mesures existant sur le Pinios, nous avons tracé la courbe de tarage pour les stations n° 3 à Amigdalea et n° 6 au Pinyetos (voir fig. n° 11).

Les courbes de tarage des deux stations sont régulières et il n'y a pas de changement de la courbe pendant la période de mesure, car le lit de la rivière est plus ou moins constant pendant la durée de l'année.

Nous avons essayé aussi de tracer la courbe de tarage pour la rivière Titarissios mais on trouve presque toujours une irrégularité sur la courbe de tarage, car le lit de la rivière ne reste jamais constant. Le lit de la rivière ou l'état du lit change d'un instant à l'autre. Dans le cas de la rivière Titarissios on ne peut donc pas tracer de courbe de tarage, et chaque mesure du débit de la rivière est un cas exceptionnel qui pourrait être étudié séparément.

On peut contrôler l'infiltration dans les lits des rivières sur les cônes de déjection aux stations du débit n° 10, 11, 12 et 16.

On peut étudier le ruissellement sur les roches imperméables des hautes régions par les stations n° 15 et n° 17.

La résurgence des eaux à travers les alluvions, aux pieds des cônes de déjection peut être contrôlée sur la station n° 9.

Le débit des sources karstiques de mesure aux stations n° 1, 13, 14, 18 et 20.

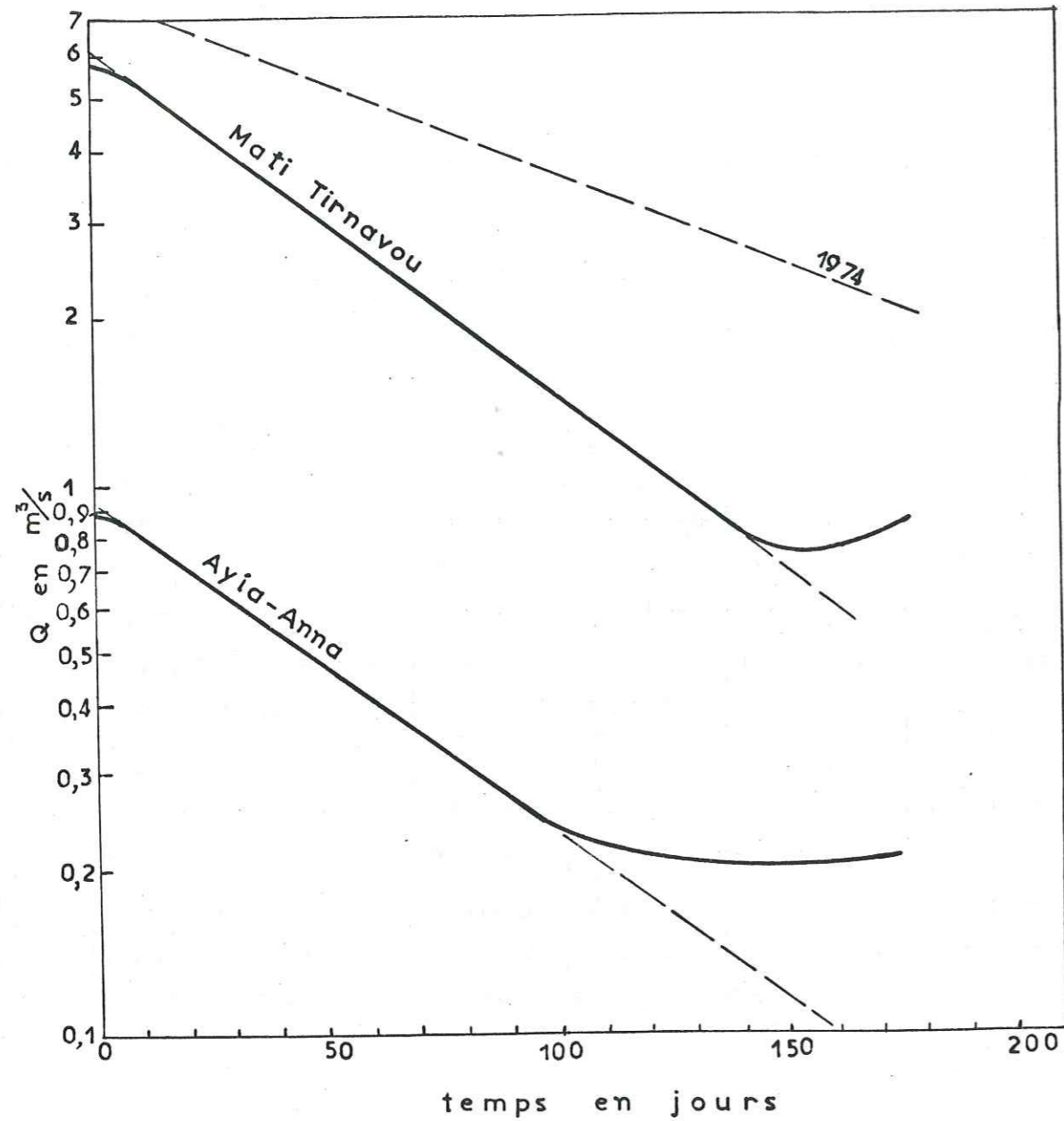
TABLEAU DES DEBITS MOYENS MENSUELS EN m³/s

Années 1972, 1973, 1974

N° de station Localité	Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyen. annuel
2 Pinias	1972	83,5	161,0	186,4	148,0	82,0	28,0	10,0	10,1	25,1	72,3	109,6	33,8	78,35
	1973	54,2	121,3	391,3	142,5	33,1	9,9	10,5	17,6	11,8	11,7	37,6	146,7	82,3
	1974	92,5	61,4	120,8	108,4	52,8	25,3	8,4	4,0	4,2	20,6	25,0	23,6	≈ 50
3 Amigdalèa	1972	76,3	136,1	171,1	138,2	68,6	21,3	26,9	24,4	23,2	38,9	48,5	21,4	60,08
	1973	63,5	108,7	159,8	105,1	40,8	21,7	19,2	19,1	19,2	29,2	35,0	90,3	59,3
	1974	89,7	306,2	149,0	112,0	50,8	28,6	--	--	--	9,0	17,6	32,7	71,0
4 Larissa	1972	86,4	153,8	204,4	151,6	69,3	28,4	28,8	24,3	27,3	42,4	55,8	33,8	75,5-
	1973	73,0	133,0	197,1	118,3	47,1	28,7	22,5	22,4	25,3	32,0	35,7	92,2	68,9
	1974	67,1	206,8	141,4	87,3	53,8	35,5	10,2	9,9	9,3	9,0	25,7	54,1	59,1
5 Tempi	1972	108,5	202,7	248,8	178,8	103,0	29,3	53,6	16,1	37,8	68,4	76,6	47,3	97,65
	1973	102,8	178,3	230,4	161,2	65,3	26,5	12,2	13,7	23,8	43,6	56,1	141,2	87,92
	1974	130,9	214,2	156,9	208,3	86,8	54,8	15,9	4,6	6,1	19,03	102,3	40,1	86,5
6 Piryetos	1972	97,8	172,6	234,0	175,4	108,1	52,9	76,6	41,1	51,7	78,2	99,0	66,1	104,3
	1973	103,9	148,0	195,0	152,4	84,9	52,6	33,0	14,0	18,3	37,3	40,7	103,0	81,9
	1974							26,48	14,0	14,17				
7 Elassonitò- kos	1972										0,16	0,69	0,33	
	1973	0,51	1,45	0,97	2,9	1,4	1,1	0,05	0,19	1,37	0,08	0,12	0,38	0,88
	1974	2,1	0,82	5,1	0,87	0,45	0,46	0,11	0,10	0,13	0,10	0,21	0,22	
8 Tunel-Karla	1972	1,04	0,65	1,17	1,82	1,00	0,59	0,55	0,42	0,62	0,75	0,78	0,76	0,85
	1973	1,20	1,17	1,51	1,51	0,40	0,0	0,15	0,40	0,85	0,57	0,56	0,96	0,84
	1974	1,66	1,33	5,11	2,18	2,73	1,25	0,31	0,10	0,68	0,43	0,50	0,60	
9 Amouri	1972						0,79	0,78	0,77	0,76	0,78	0,72	0,70	
	1973	0,78	0,78	0,82	0,78	0,79	0,78	0,74	0,69	0,59	0,53	0,48	0,53	0,685
	1974	0,72	--	0,81	0,83	0,81	0,85	0,82	0,82	0,78	0,59	0,77	0,78	
10 Milogousta	1972	2,96	14,4	26,5	22,1	20,0	6,9	5,5	3,4	2,9	21,8	4,3	4,0	11,2
	1973	4,7	11,0	30,5	21,7	5,3	3,15	3,31	3,47	13,1	3,6	3,75	14,3	9,89
	1974	13,4	8,0	13,39	11,57	6,16	5,21	3,41	1,26	2,49	1,81	2,89	2,51	
11 Pont Koutsokiron	1972									0,14	33,40	0,93	3,60	
	1973	4,89	3,98	3,41	3,12	2,1		2,33	0,76	2,85	3,10	2,50	10,00	
	1974	18,48	4,85	34,68	5,16	3,19	--	--	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
12 Pont Titarrissios Ambelon	1972											1,78	0,8	
	1973	4,89	16,0	14,41	10,3	2,6	0,00	0,02	0,28	0,01	0,54	0,0	6,77	4,46
	1974	2,6	49,27	23,68	6,91	1,43	--	--	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	

N° de station Localité	Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOYEN. annuelle
13 Mati- Tirnavou	1972					3,30	2,80	3,00	3,60	2,80	2,60	3,50	3,60	
	1973	3,40	3,50	4,00	4,50	4,50	3,80	3,00	2,40	1,80	1,90	2,40	3,20	
	1974	4,77	5,34	3,02	6,35	5,83	5,36	3,92	3,05	2,19	1,79	2,48	2,68	
14 Ayia-Anna	1972									0,36	0,44	0,42	0,37	
	1973	0,32	0,34	0,45	0,64	0,86	0,69	0,35	0,24	0,21	0,21	0,21	0,28	0,40
	1974	0,62	--	0,63	0,81	0,89	0,88	0,82	0,28	0,20	0,21	0,31	0,18	
15 Kouzbossa- niotikos	1972											0,15	0,05	
	1973	1,16	0,04	3,5	0,06	0,03	0,01	0,01	0,01	0,015	0,02	0,01	1,37	
	1974	2,98	1,8	1,6	0,98	0,048	0,06	0,04	0,0	0,68	0,72	0,81	0,144	
16 Mellissiatika Asmaki	1972											0,08	--	
	1973	0,7		4,0	0,04							--	6,6	
	1974	1,6	1,09	1,48	0,95	0,01	0,0	0,0						
17 Pinios Ambelon	1972											55,5	31,5	
	1973	74,9	124,3	179,1	126,2	42,6	13,4	6,2	1,95	10,4	23,7	27,4	104,3	61,2
	1974	69,68		109,14	94,75	41,45	27,2	10,00	1,98	8,71	10,24			
18 Source Kefalovrisson	1972						4,35	3,40	2,55	2,20	1,90	2,73	2,19	
	1973	1,53	2,60	4,0	3,5	3,3	2,90	2,74	1,90	1,6	1,40	1,6	2,0	2,38
	1974	2,71		3,13	3,79	3,36	4,73	4,51	4,43	1,63	1,32	2,19	1,05	
19 Source Veletinon	1972						0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
	1973	0,34	0,34	0,34	0,34	0,33	0,35	0,36	0,34	0,32	0,34	0,33	0,31	0,336
	1974	0,31	0,30	0,297	0,17	0,337	0,334	0,343	0,301	0,228	0,297	0,333	0,308	0,3

SOURCES KARSTIQUES
Courbe de Tarissement



3.9.2 - Calcul du volume des réserves par l'étude du tarissement

Coefficient de tarissement des calcaires (marbres) voir figure n° 12.

L'étude du tarissement des deux sources "Mati-Tirnavou" et "Ayia-Anna" a permis de calculer le volume des réserves dans les formations calcaires et de donner la quantité d'eau emmagasinée dans les fissures des calcaires pendant la période d'alimentation, tandis que pendant la période de pluviosité nulle, les sources sont uniquement alimentées par les réserves souterraines.

La formule de MALLET représente la décroissance des débits en fonction du temps :

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad \text{ou} \quad \begin{aligned} Q_0 &= \text{le débit initial} \\ Q_t &= \text{le débit à l'instant } t \text{ et} \\ \alpha &= \text{le coefficient de tarissement} \end{aligned}$$

La formule peut s'écrire :

$$\log Q_t = \log Q_0 - (0,4343 \alpha) t \text{ et on peut trouver le coefficient de tarissement}$$

Le volume des réserves V à l'instant t_0 est donné approximativement par l'intégration entre $t_0 = 0$ et l'infini de l'équation de tarissement :

$$V = \int_{t_0}^{\infty} Q_0 \cdot e^{-\alpha t} dt \quad \text{d'où } V = \frac{Q_0}{\alpha}$$

La période des mesures du débit pour les deux sources karstiques a été choisie pendant l'été depuis le 5e mois (mai) jusqu'au 9e mois (septembre) pendant lequel les précipitations sont nulles.

La courbe de tarissement pour la source Mati-Tirnavou a donné :

$$\begin{aligned} Q_0 &= 6,1 \text{ m}^3/\text{s} & \log Q_t &= \log Q_0 - (0,4343\alpha)t \\ Q_t &= 1,4 \text{ m}^3/\text{s} & \log 1,4 &= \log 6,1 - 43,43\alpha \\ t &= 100 \text{ jours} & & \text{et coefficient de tarissement } \alpha = 0,014 \end{aligned}$$

Le volume des réserves :

$$V = \frac{Q_0}{\alpha} = \frac{6,1 \cdot 86400}{0,014} = 37\,000\,000 \text{ m}^3$$

La courbe de tarissement pour la source "Ayia-Anna" donne :

$$\begin{aligned} Q_0 &= 0,92 \text{ m}^3/\text{s} & \log Q_t &= \log Q_0 - (0,4343 \alpha) t \\ Q_t &= 0,23 \text{ m}^3/\text{s} & \log 0,23 &= \log 0,92 - 43,43 \alpha \end{aligned} \quad \text{d'où on trouve le}$$

coefficient de tarissement $\alpha = 0,014$

et le volume des réserves :

$$V = \frac{Q_0}{\alpha} = \frac{0,92 \cdot 86400}{0,014} = 5\,700\,000 \text{ m}^3$$

Le coefficient de tarissement que l'on a trouvé correspond aux fissures (diaclasses) des marbres qui donnent donc le volume stocké dans ces fissures. Les fissures sont des fissures actives, qui se vident seulement pendant l'été et après le remplissage d'hiver. La quantité du volume des réserves $5,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ correspond à l'eau qui remplit l'ensemble

des fissures du massif calcaire (marbres).

Si on pouvait pomper dans l'aquifère des marbres pour rabattre le niveau et vider l'aquifère on trouverait certainement d'autres groupes de fissures avec un coefficient de tarissement différent et un volume de réserves plus grand.

En tout cas, le coefficient de tarissement trouvé est une propriété qui caractérise les marbres de la région de Tirnavos, ou encore qui caractérise les zones de fracturation des marbres de ce massif.

Pendant l'hiver 1974 il y a eu de grandes pluies et le débit a monté plus haut que le débit régulier des autres années.

La courbe de tarissement de cette année donne une droite moins inclinée. Cette pente faible provient du fait que la vidange des fissures était plus lente.

Une telle vidange plus lente que la vidange normale doit être liée à des fissures minces, moins larges que les fissures habituellement noyées.

Comme le phénomène se passe après une forte recharge, le niveau de l'eau dans le massif karstique est plus haut que la zone noyée habituellement.

On peut donc donner l'explication suivante :

Dans la zone située au-dessus de la zone noyée habituellement les fissures sont minces et quand il y a une grande augmentation des pluies d'hiver les fissures minces se remplissent après les fissures normales.

Pendant la vidange, ces fissures restituent l'eau lentement et le débit provenant de ces fissures s'ajoute au débit normal et l'on a une diminution de la pente à la courbe de tarissement.

On peut attribuer la diminution de la pente de la courbe de tarissement au fait qu'en très hautes eaux la recharge remplit des fissures plus fines que celles occupées habituellement et qui ont été élargies par la circulation des eaux.

La vidange de ces fissures fines se ferait évidemment plus lentement que pour les fissures situées plus bas.

On peut toutefois se demander si dans une certaine mesure la diminution de la pente de la courbe du tarissement ne proviendrait pas d'une modification du régime hydraulique par passage d'un écoulement en système libre à un écoulement en fissures et chenaux entièrement noyés, mais la première hypothèse nous paraît la plus vraisemblable.

3.10. - CYCLE DE L'EAU DANS LA PLAINE

Le cycle de l'eau dans la plaine étudiée suit six chemins principaux :

- ruissellement localisé sur les pentes des collines bordières et infiltration ;
- infiltration directe de la pluie dans la plaine ;
- infiltration sur les karsts dans les zones périphériques,
- infiltration alimentée par les rivières qui débouchent dans la plaine,
- résurgences qui se manifestent aux bords de la plaine,
- pompage par l'homme pour l'irrigation des cultures.

3.10.1 - Ruissellement et infiltration sur les zones du piémont

L'infiltration est faible mais très rarement nulle sur les versants peu perméables qui entourent la plaine. Les roches cristallines permettent une infiltration superficielle remarquable en surface.

Au N et au NE de la plaine, l'infiltration due à la tectonisation des roches cristallines donne de nombreuses sources aux bordures et au contact avec les alluvions.

Le débit qui ruisselle va s'infiltrer en général et en grande partie dans le piémont. Il y a alors deux régimes d'infiltration du ruissellement sur les zones du piémont :

- la nappe reçoit, par les bordures SW un débit moyen annuel de $1,06 \text{ m}^3/\text{s}$;
- l'infiltration par les bordures NE est environ $0,23 \text{ m}^3/\text{s}$.

3.10.2 - Infiltration directe de la pluie

Les données pluviométriques ont permis de définir les différentes zones homogènes d'alimentation de la plaine. Mais en général l'infiltration au milieu de la plaine est faible parce que la terre en surface est argileuse et ne permet pas une grande infiltration. Les lysimètres qui ont été installés dans la plaine ont montré que l'infiltration est petite.

Une infiltration directe importante de la pluie jusqu'à la nappe se produit dans le cône de déjection du Titarissios. Là, on a deux nappes principales : la nappe superficielle et la nappe profonde.

L'eau s'infiltré d'abord dans la nappe superficielle qui est une nappe (suspendue) puis va dans la nappe profonde.

Le lysimètre qui a été installé a montré que l'infiltration ici est plus grande que dans les régions de Niki et Gianouli :

- dans la région de Niki, 8 % de la pluie s'infiltrent ;
- dans la région de Gianouli 9 - 10 % de la pluie s'infiltrent ;
- mais dans la région de Tirnavos - Titarissios l'infiltration dépasse 10 %.

La pluie a un rapport indirect avec les infiltrations dans les aquifères et l'écoulement superficiel. Il y a un retard de deux mois entre la remontée du niveau des aquifères et les pluies tombées. On peut le voir sur le diagramme de comparaison des pluies avec les variations du niveau de la nappe.

3.10.3 - Infiltration de la pluie sur les zones karstiques

L'infiltration de la pluie est très grande dans les zones périphériques karstiques. L'eau infiltrée sur le karst, alimente les aquifères par écoulement souterrain et donne des sources karstiques au contact avec les formations imperméables.

Le taux d'infiltration de la pluie sur ces zones a été calculé à partir du débit à l'exutoire de quelques sources où ont été faits des jaugeages périodiques. Les résultats des mesures sont les suivants :

Source	A km ²	V _R x 10 ⁶ m ³	Q m ³ /s	V _F x 10 ⁶ m ³	i
Amigdalia	29	18	0,33	10,3	0,57
Velestinon	41	20,4	0,34	10,6	0,52

ou on a :

A : surface réceptrice de la pluie,

V_R : volume de la pluie moyenne sur la surface A,

Q : débit moyen de la source (année moyenne ou l'année 1973),

V_F : volume écoulé par la source

i : taux d'infiltration = $\frac{V_F}{V_R}$

3.10.4 - Infiltrations alimentées par les rivières

Les rivières ont une partie de leur cours dans les massifs montagneux périphériques et une partie dans la zone de la plaine. L'infiltration est différente dans ces zones.

- Infiltration en amont du débouché des rivières dans la plaine

Le Titarissios a déposé des sédiments grossiers avant son débouché dans la plaine, sur une longueur de 10-15 km, sous forme de terrasses d'alluvions récentes.

Ces alluvions sont très perméables et une partie du débit d'écoulement s'y infiltre et alimente les nappes des terrasses, mais la plus grande partie du débit qui coule s'y infiltre dans les marbres karstifiés avant d'entrer dans la plaine près de Tirnavos.

Dans la plaine, la nappe alluviale alimentée par les infiltrations du Titarissios est fortement drainée par le karst sous-jacent.

Une petite partie du débit infiltré alimente la nappe de la plaine ; le reste s'écoule dans l'aquifère karstique ; qui a pour exutoire principal les sources Mati-Tirnavou et Aya-Anna.

- Infiltration par les rivières dans la plaine

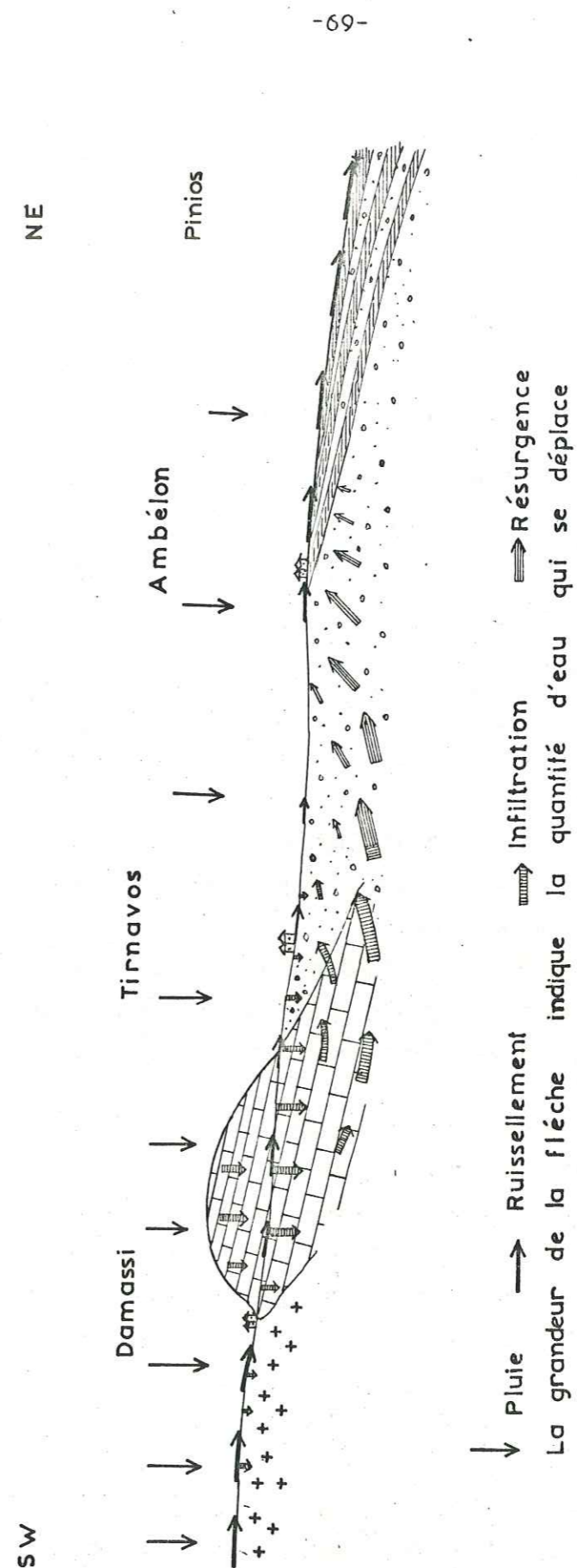
Les volumes d'eau écoulés par les rivières sont connus aux stations des mesures du débit. Le débit qui coule dans le Titarissios est de l'ordre de 2,5 à 3,5 m³/s.

Pour trouver les valeurs du débit d'infiltration, on prend la différence entre deux stations sur la même rivière : par exemple les stations 5 et 6 sur la rivière Pinios ; bien qu'il y ait des sources entre ces deux stations, il y a une différence négative pendant l'hiver parce qu'il existe une infiltration assez grande par les bords de la rivière vers les calcaires (voir figure n°10 et planche n°5).

Il existe aussi d'autres infiltrations par les rivières qui débouchent dans la plaine, comme par exemple la rivière Kousbassanotiko, rivière Aya, etc.

Fig. N°13

COUPE SCHEMATIQUE INDICANT L'ÉCOULEMENT DE L'EAU (à Tirnavos et en amont)



3.10.5 - Résurgences qui se manifestent aux bords de la plaine

- Résurgences aux bords des massifs cristallins

De petites quantités d'eau s'infiltrent dans les massifs cristallins à faible profondeur, là où les roches sont fracturées. Cette eau suit des lignes tectoniques et réapparaît au contact avec les alluvions argileuses sous forme de petites sources, aux bords NE de la plaine.

- Résurgence des eaux infiltrées

Dans les régions en aval du cône de Titarissios, une partie de l'eau qui apparaît en surface provient de l'aquifère, soit de façon concentrée sous forme de sources, soit de manière diffuse.

L'estimation des débits qui résurgent de la nappe (une grande partie des résurgences est consommée sur place par l'évapotranspiration et une partie ruisselle) est faite par les stations de mesure du débit et dans l'état actuel les résultats sont les suivants :

- source Mati-Tirnavou et Ayia-Anna $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$;
- autres zones de drainage dans la plaine : lit du Pinios et plaine de Karla $\left\{ \begin{array}{l} 0,5 \text{ à } 1 \text{ m}^3/\text{s} \end{array} \right.$

Une coupe schématique donnant le cycle de l'eau dans la plaine est donnée sur la figure n° 13.

3.10.6 - Pompages pour l'irrigation des cultures

Il y a une consommation d'eau par pompages pour l'irrigation des différentes cultures dans les régions où existent des aquifères riches ou peu profonds.

D'après les mesures du volume d'eau pompé par les forages dans chaque région, on peut estimer que la consommation moyenne est de $4\,600 \text{ m}^3/\text{ha}$, ou 460 m^3 par strema (1/10 ha) à condition qu'il y ait assez d'eau disponible. On a calculé que 10 % de cette eau se réinfiltrent dans l'aquifère (avis S.O.G.R.E.A.H.).

4. - ETUDE DES NAPPES OU HYDROGEOLOGIE

L'exploitation de la nappe phréatique de la plaine a commencé depuis longtemps. Il existe des puits anciens, mais le nombre des puits ou forages récents est très grand.

L'eau fournie par les puits et les forages est utilisée pour l'irrigation des cultures et pour l'alimentation en eau potable des villages.

Pour pouvoir étudier hydrogéologiquement la région, il faut faire l'inventaire des points d'eau.

4.1. - INVENTAIRE DES POINTS D'EAU

Nous avons fait en 1971 le travail de l'inventaire des points d'eau quand nous avons commencé l'étude de la plaine (voir carte n° 7).

Le nombre des points d'eau est très grand et les points très serrés. Parmi le grand nombre des puits ou forages, nous en avons choisi moins de la moitié pour faire des fiches. Nous avons fait des fiches de plus de 1500 points d'eau.

La plupart des points d'eau sont peu profonds (1100 points) et ont été utilisés pour l'étude de la nappe phréatique. Le nombre des points d'eau profonds (430 points) était suffisant pour l'étude de la nappe profonde.

En général, la profondeur de la surface piézométrique varie de 0,5 m à 35 m pour la nappe phréatique - variation très grande à cause des conditions différentes suivant la région - et de +5 m (nappe en charge) à 45 m pour les nappes profondes.

Une telle variation provoque une résurgence de l'eau profonde vers la nappe phréatique ou drainage par la surface ou encore l'inverse.

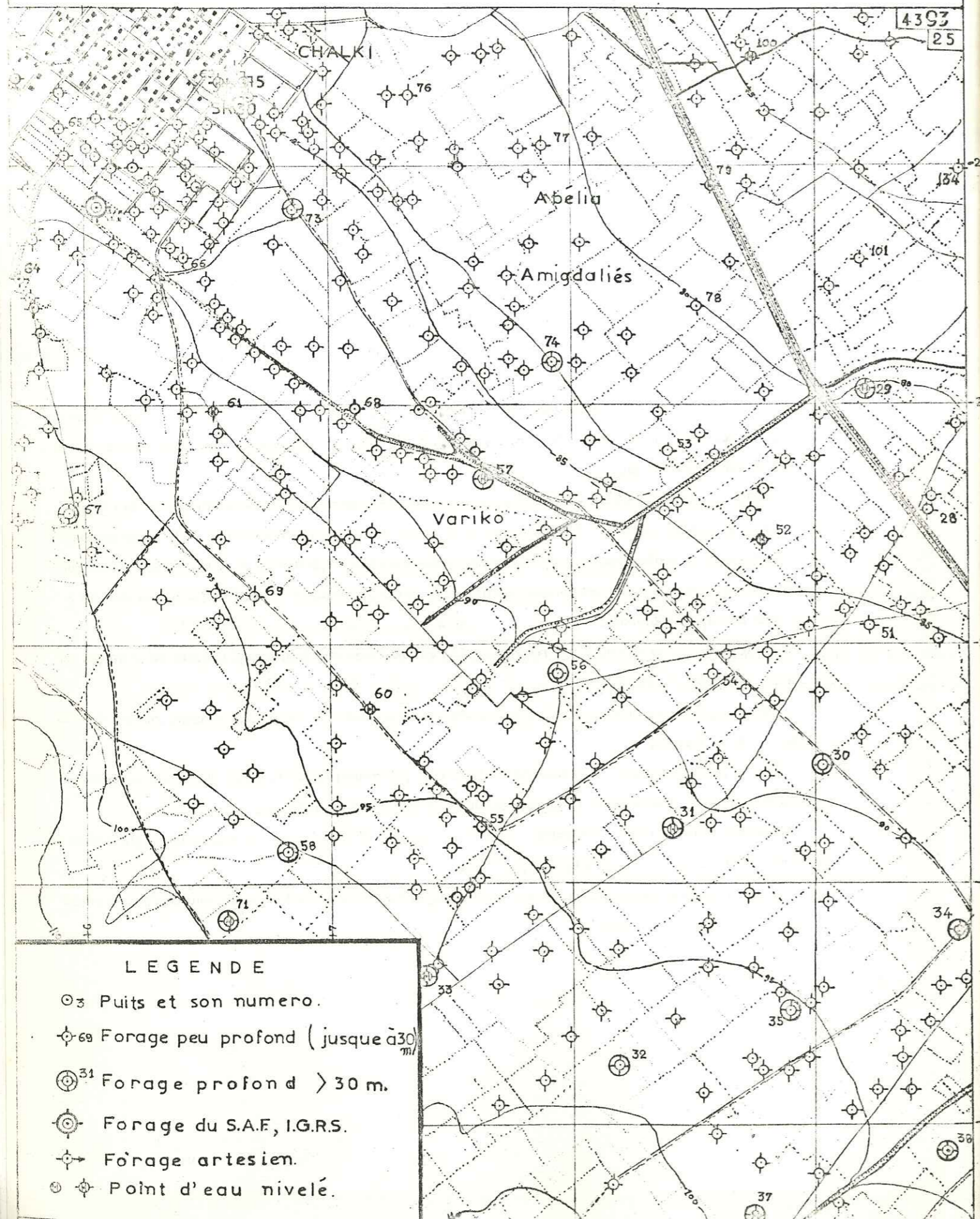
Dans la plaine occidentale, il existe même des nappes phréatiques qui sont artésiennes, comme dans la région au SW de Trikala.

Dans la plaine orientale, la profondeur de la surface piézométrique de la nappe phréatique est petite au milieu de la plaine, puis devient très grande quand on se rapproche des bordures.

D'ailleurs dans les régions bordières - surtout aux collines SW de Larissa - les deux nappes, phréatique et profonde, deviennent une nappe unique et profonde.

Si nous voulons présenter les nappes de ces régions, il faut les schématiser en divisant en deux la nappe unique du SW vers le NE comme suit :

Exemple de l'Inventaire des Points d'Eau sur les cartes: 1:20.000



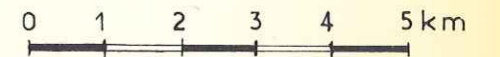
Thessalie Orientale

Pl. N° 7

Carte des points d'eau utilisés et isobathes de la surface piézométrique

LEGENDE

ECHELLE 1:100.000



- 7 Point d'eau privé (Puits ou forages).
- П4А Piézomètre du S.A.F (mesures périodiques de la nappe phréatique).
- SR35 Forage de reconnaissance et son N°.
- PZ14 Piézomètre de reconnaissance et son N°.
- AD2 Forage de reconnaissance d'I.G.R.S. (I.G.E.Y.) et son N°.
- LB96 Forage d'exploitation et son N°.
- 364YEB Forage d'exploitation du S.A.F et son N°.

4371=9 N° de carte au 1:20.000

- 14 - - - - - Courbe d'égale profondeur du niveau statique de la nappe profonde et sa valeur en m. (du mois Avril 1974).
- 2 - - - - - Courbe d'égale profondeur du niveau statique de la nappe phréatique et sa valeur en m. (du mois Septembre 1973).

LEGENDE

- ⊙ 3 Puits et son numero.
- ⊕ 69 Forage peu profond (jusqu'à 30 m)
- ⊕ 31 Forage profond > 30 m.
- ⊕ Forage du S.A.F, I.G.R.S.
- ⊕ Forage artésien.
- ⊕ Point d'eau nivelé.



Thessalie Orientale

Carte des points de mesure et isobathes de la surface phréatique

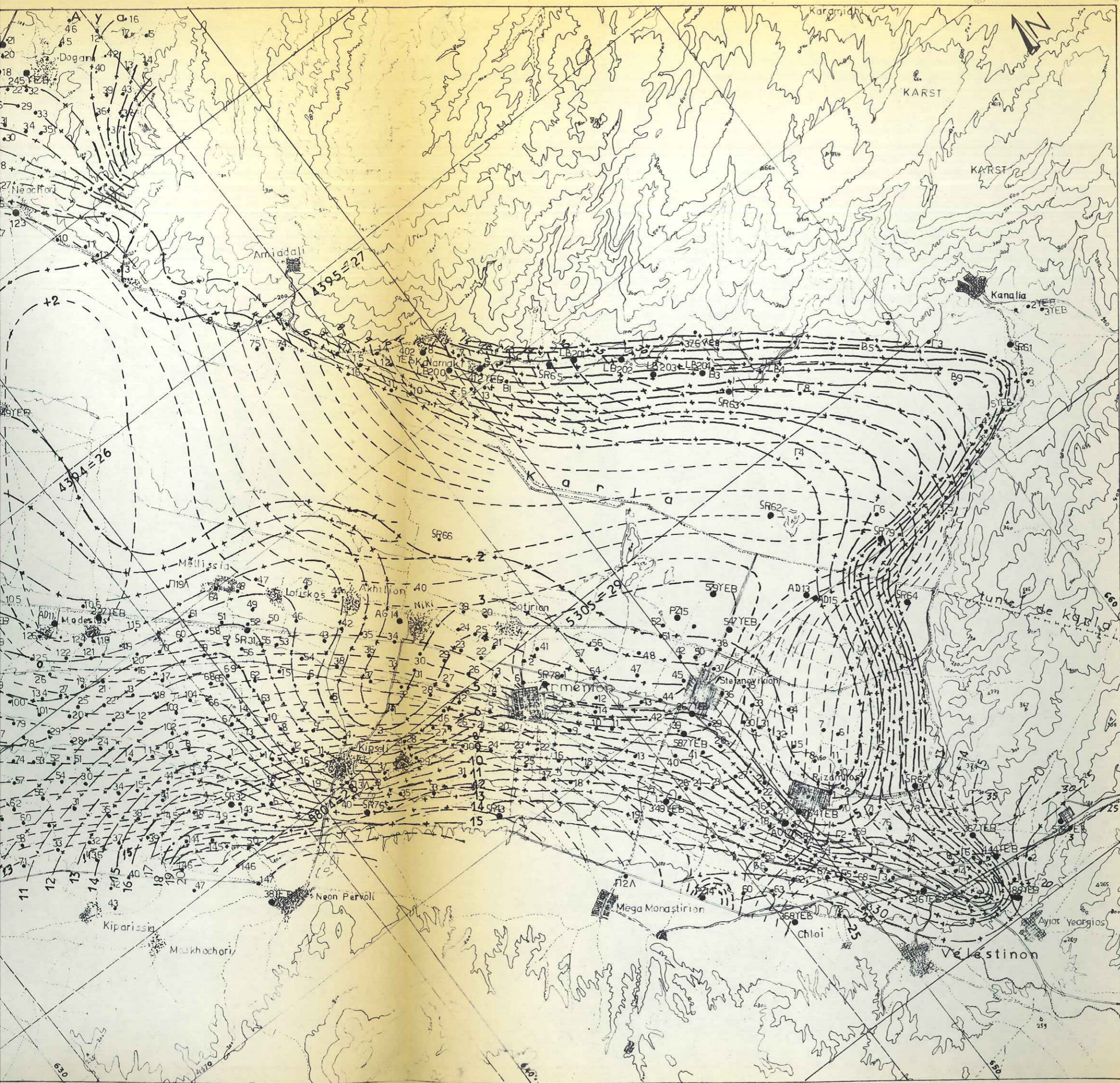
LEGENDE

ECHELLE 1:100.000

- 7 Point d'eau privé (Puits ou forage)
- Π4A Piézomètre du SAF (mesures périodiques)
- SR35 Forage de reconnaissance et son piézomètre
- PZ14 Piézomètre de reconnaissance et son forage
- AD2 Forage de reconnaissance d'I.G.R. et son piézomètre
- LB96 Forage d'exploitation et son piézomètre
- 364YEB Forage d'exploitation du SAF et son piézomètre

4371 = 9 N° de carte au 1:20.000

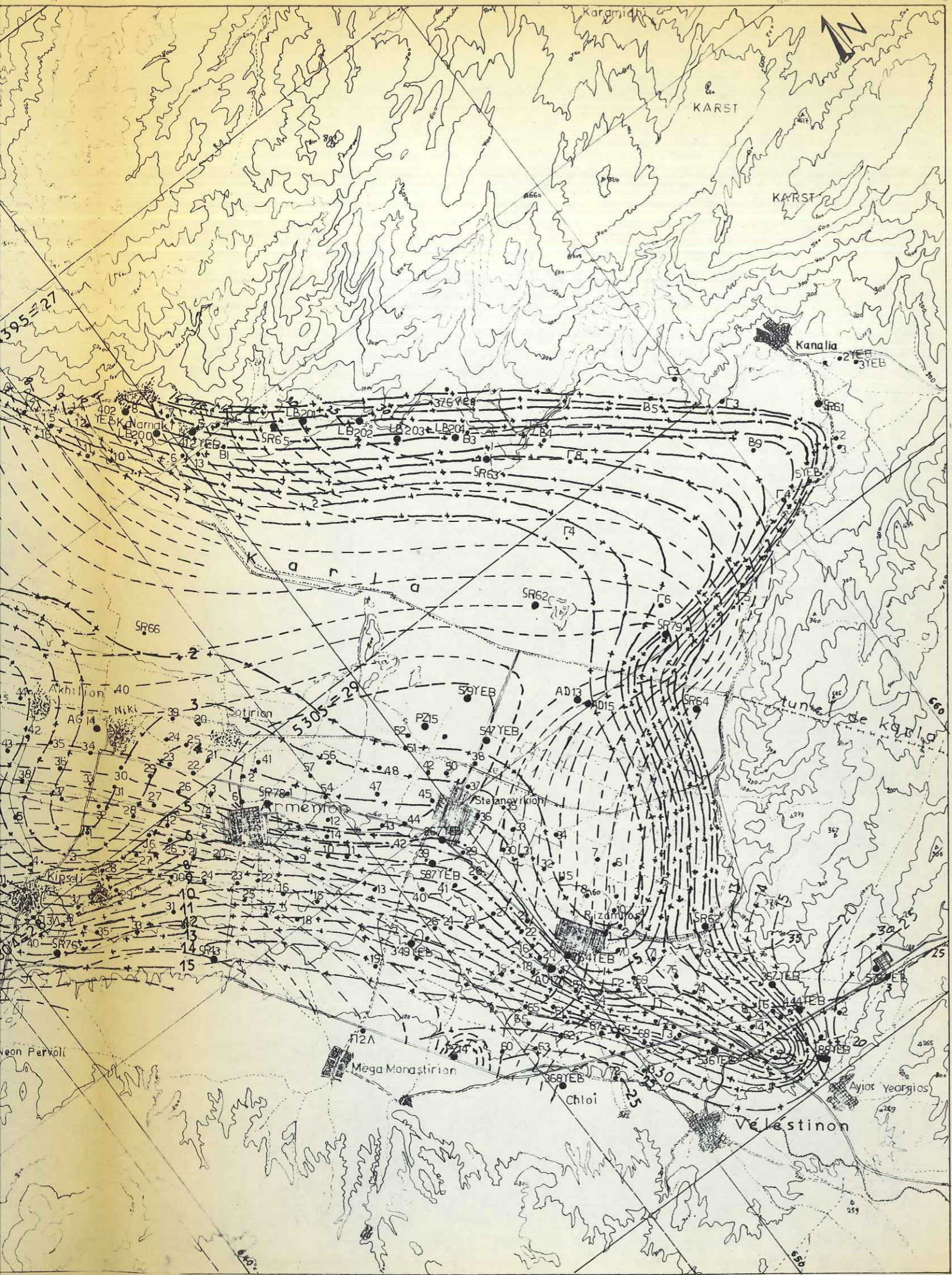
- 14 - - - - Courbe d'égale profondeur du piézomètre et sa valeur en m.
- ~ ~ ~ ~ Courbe d'égale profondeur du phréatique et sa valeur en m.



Thessalie Orientale

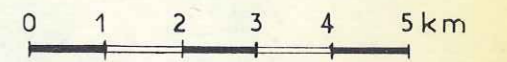
Pl. N° 7

Carte des points d'eau utilisés
et isobathes de la surface piézométrique



LEGENDE

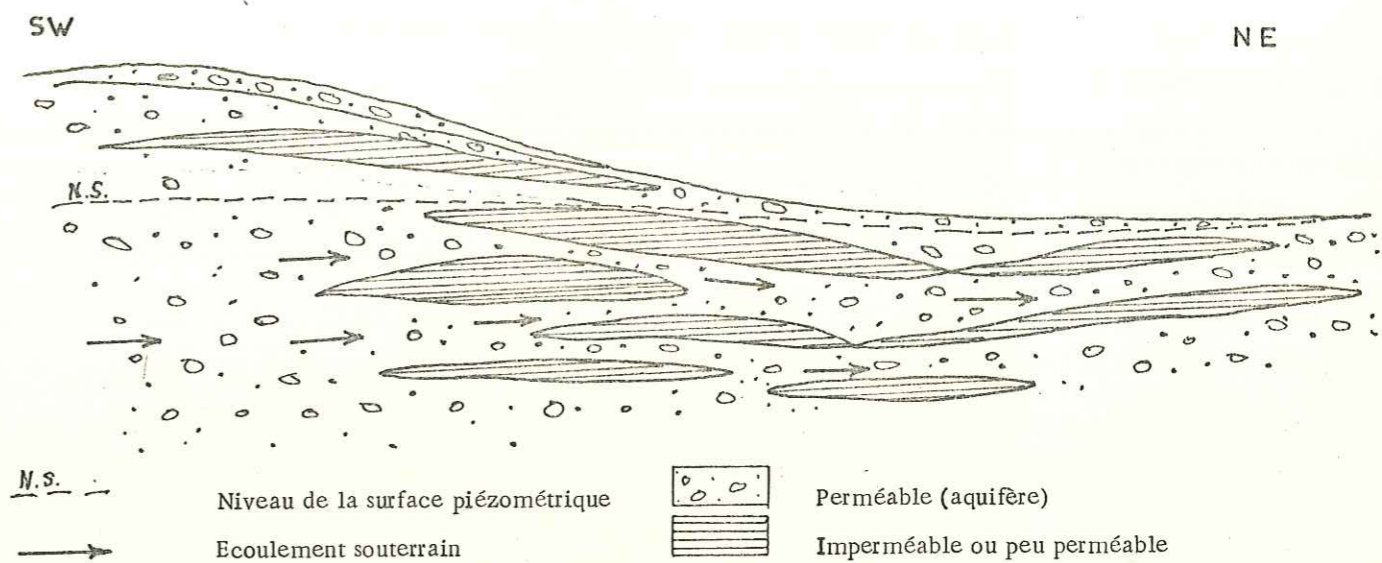
ECHELLE 1:100.000



- 7 Point d'eau privé (Puits ou forages).
- Π4A Piézomètre du SAF (mesures périodiques de la nappe phréatique).
- SR35 Forage de reconnaissance et son N°.
- PZ14 Piézomètre de reconnaissance et son N°.
- AD2 Forage de reconnaissance d'I.G.R.S. (I.F.E.Y.) et son N°.
- LB96 Forage d'exploitation et son N°.
- 364YEB Forage d'exploitation du SAF et son N°.

4371 = 9 N° de carte au 1:20.000

- 14 - Courbe d'égale profondeur du niveau statique de la nappe profonde et sa valeur en m. (du mois Avril 1974).
- 2 - Courbe d'égale profondeur du niveau statique de la nappe phréatique et sa valeur en m. (du mois Septembre 1973).



4.1.1 - Les puits

Pour chaque puits ou forage privé visité, on a établi une fiche sur laquelle on porte (fiche de la S.A.F.) :

a) Les caractéristiques du puits

- Numéro donné (écrit sur la fiche et peint sur le puits) ;
- repère de mesure (margelle notée R et peint sur le puits, signe ⊙) ;
- hauteur du repère : notée m ;
- profondeur du plan d'eau : notée H ;
- profondeur totale du puits : notée H + h et diamètre : d ;
- tranche d'eau : notée h ;
- débit d'exploitation en l/s.

b) La température de l'air et de l'eau

- Echantillon de l'eau. Analyse chimique proposée.

c) Equipement

- Pompe à essence ou pétrole
- Centrifuge ou à axe vertical.

d) L'utilisation

- Alimentation urbaine, humaine, animale.
- Irrigations agricoles (superficie des terres cultivées).

e) Situation

- Croquis de situation et coordonnées
- N° de la carte et échelle de la carte.

f) Documents géologiques

- Coupe lithologique du puits
- sédiments superficiels autour du puits.

Sur la figure n° 14 on présente un exemple de l'inventaire des points d'eau implantés sur les cartes à l'échelle 1/20 000 (région de Khalki) avec une distinction des puits, forages peu profonds, forages profonds, artésiens et points d'eau nivelés.

4.1.1.1 - Prélèvement d'échantillons d'eau et nivellement

- Les prélèvements d'échantillons d'eau ont été faits pour la plupart des points d'eau inventoriés. Sur 1150 points d'eau peu profonds et profonds on a pris des échantillons qui ont été analysés (analyse complète au laboratoire de l'hydrologie et du sol du Ministère de l'Agriculture.

- Le nivellement topographique des puits peu profonds, forages peu profonds, forages profonds, privés ou forages du programme de Développement des Eaux souterraines de la Thessalie a été effectué par le Service topographique du Ministère de l'Agriculture, section Larissa.

La campagne a porté sur le nivellement de 1100 points d'eau dans la plaine orientale, donc sur un réseau suffisamment bon pour l'étude. Sur les points nivelés, le niveau piézométrique a été mesuré périodiquement.

Une carte avec tous les points d'eau utilisés, soit privés, soit du programme de développement (piézomètres, forages de reconnaissance, forages d'exploitation etc.) est présentée sur la planche n° 7.

4.1.2. - Les sources

Les sources dans le bassin versant se manifestent soit au contact des formations imperméables, soit sur les lignes tectoniques en trois grandes catégories :

- au contact des formations imperméables ou moins perméables :
 - sources karstiques et
 - sources alluviales
- sur les lignes tectoniques :
 - sources tectoniques.

Il y a des sources qui sont karstiques au point de vue origine et tectoniques au point de vue apparition : par exemple : sources Ayios Nikolaos (Marmà riani), on peut les classer comme sources mixtes.

4.1.2.1 - Sources alluviales.

Les sources alluviales sont les résurgences de l'eau de la nappe phréatique au niveau des cônes alluviaux.

On les trouve dans l'ancien lit de la rivière, là où il y a une pente de la surface topographique forte, et où la perméabilité du terrain diminue.

L'alimentation de plusieurs sources provient immédiatement des rivières et dans quelques cas le temps entre l'infiltration et la résurgence est petit (source Amouri).

L'alimentation parfois provient des nappes profondes ; dans ce cas les nappes sont en charge (exemple : source dans le lit du Pinios).

Le débit des sources alluviales est régulier et il n'y a pas de grandes variations saisonnières. Il y a trois sources alluviales qui sont intéressantes :

Nom	DEBIT				t°C	Provenance et bassin d'alimentation
	moyen m ³ /s	moyen 10 m ³ /an	max. m ³ /s	min. m ³ /s		
Amouri (Magoula)	0,67	21				alluvions de la rivière Elassonitikos nappes résurgence dans le lit du Pinios - Titarissios
Titarissios + Pinios	2,0	63				
Amphithéa	0,2	0,6				

4.1.2.2. - Sources karstiques

Les sources karstiques sont des sources très caractéristiques du bassin de la Thessalie en raison de leurs grands débits.

La qualité de l'eau des sources karstiques est très bonne car les unités karstiques ne sont pas en contact avec la mer. La surface de l'unité karstique varie de 1 km² à 100 km².

Les calcaires karstiques sont classés en deux catégories :

- calcaires mésozoïques,
- et marbres (calcaires cristallins).

Les calcaires mésozoïques sont karstiques et le karst est développé surtout dans les diaclases et dans les fractures du calcaire. La grande karstification a été créée sur une zone de 25 à 30 m depuis le sommet du calcaire. Plus bas, la karstification devient moins fréquente mais les réseaux souterrains sont encore bien développés. La surface des calcaires mésozoïques est couverte d'une petite végétation et le macrokarst est représenté par des avens et de petites dolines dans les hautes régions.

Les marbres paléozoïques sont également karstifiés et le karst s'est développé sur les lignes tectoniques et au sommet de la série, sur une épaisseur d'environ 30 à 40 mètres.

Les origines de la karstification sont liées à la présence d'éléments tectoniques : anticlinal ou faille. La surface des marbres paléozoïques n'est pas couverte de végétation.

L'infiltration sur les calcaires est très grande ; le taux d'infiltration peut atteindre 60 %.

Les calcaires et les marbres de la région de Mavrovouni au SE du bassin versant amènent l'eau hors du bassin comme ceux des régions Rizomolos et Kanalia.

Le karst des calcaires et des marbres est très complexe et n'est pas étudié en détail, mais dans la carrière du Koutsokhiron nous avons trouvé toutes les formes de stalactites et stalagmites dans les grottes.

On peut distinguer deux types de sources karstiques au point de vue de leurs conditions d'apparition :

- sources karstiques apparaissant au contact tectonique avec une roche imperméable ; sources Kefalovrissos Mati-Elassonos, Kalo-Nero, Velestinon et Tempi,
- sources karstiques de trop plein quand les calcaires sont recouverts de sédiments moins perméables ou imperméables. La sortie de l'eau se fait dans quelques cas sur une grande étendue : sources Mati-Tirnavou, Ayia-Anna, Amigdaléa, etc.

Les sources karstiques les plus intéressantes sont indiquées sur le tableau suivant :

Nom	D E B I T				t°C	Catégorie du calcaire	bassin d'alimentation
	moyen m ³ /s	moyen 10 ⁶ m ³ /an	max. m ³ /s	min. m ³ /s			
Mati-Tirnavou	3,0	94,5	6,62	1,35	15,5	Mr	Titarissios
Ayia-Anna	0,27	8,5	0,6	0,14	15,5-16	Mr	Titarissios
Amigdala	0,5	15,7			16-17,5	Mr	Pinios + Titarissios
Kefalovrisson (Mati)	1,9	59,9	3,91	0,81	16	Mr	Titarissios
Mati-Elassonos	0,1	3,2				Mr	Elassonitikos
Velestinon	0,41	12,9	0,46	0,36		Jk-ks	Khalkodonion
Kalo-nero	0,05	1,6				Jk-ks	Khalkodonion
Ayios Nicolaos	0,05	1,6				Mr	Marmariani
Messokhori-Elassonos	0,03	1,0				Mr	Titarissios
Doliki Olympe	0,02	0,6				Mr	Lianopotamorema
Tempi (Groupe)	3,5	--				Mr	Olympe et Ossa
Skiti-Potamia	0,02	--				Mr	Mavrovouni

4.1.2.3 - Sources tectoniques

Les sources tectoniques reçoivent l'eau qui s'infiltré dans les fractures, soit des roches cristallophylliennes (gneiss ou granite), soit des roches éruptives. Le débit de ces sources est régulier et pas très grand et il n'y a pas de grandes variations saisonnières ; l'eau suit les grandes lignes tectoniques et apparaît dans les points bas.

4.2. - OBSERVATIONS HYDROGEOLOGIQUES SUR LES AQUIFERES

Alimentation des nappes phréatique et profonde

L'alimentation des nappes phréatique et profonde de la plaine orientale se fait :

- à partir des eaux de crues des rivières qui débouchent dans la plaine, notamment le Titarissios et le Pinios ;
- à partir des eaux de la pluie qui arrivent à s'infiltrer sur place ;
- à partir des eaux des collines Plio-quadernaires au SW de Larissa ;
- à partir des eaux des calcaires en bordure de la plaine.

Dans le chapitre hydrologique nous avons décrit le bilan de l'eau en indiquant quelques pertes par infiltration ; ici nous examinerons chacune des composantes de l'alimentation des nappes.

Infiltration de l'eau des rivières

Les eaux des rivières qui débouchent dans la plaine s'infiltrent dans les nappes quand les rivières débouchent dans la plaine. L'infiltration est maximale quand les rivières sont en crue.

La nappe phréatique, en année moyenne, et la nappe profonde de la région de Tirnavos reçoivent les eaux d'infiltration du Titarissios dont le débit est de l'ordre de 1,1 m³/s (d'après le réglage du modèle mathématique S.O.G.R.E.A.H.).

La nappe profonde de la région située en amont de Larissa reçoit les eaux du Pinios. La quantité d'eau qui s'infiltré ici est importante, mais les résurgences en aval de Larissa sont très importantes.

Le torrent "Khoussanotiko", au bord SW, alimente les nappes phréatiques et profondes de la région de Khalki. L'infiltration des écoulements superficiels temporaires, d'autres torrents, plus petits, alimente les nappes de la bordure SW de la plaine. Le débit d'infiltration provenant de ces torrents avec l'écoulement souterrain est estimé à 1,06 m³/s.

Le torrent de la plaine d'Ayia participe à la recharge des nappes de la région de Neokhori. D'autres petits torrents, sur la bordure NE de la plaine alimentent les aquifères. Le débit qui s'y infiltre a été estimé à 0,23 m³/s (S.O.G.R.E.A.H.).

Les eaux météoriques infiltrées sur place

Pour pouvoir mesurer quelle quantité d'eau de pluie s'infiltré dans les nappes, on dispose de trois lysimètres dans les villages de Niki, Gianouli et Tirnavos.

Les résultats des mesures, bien que peu certains, indiquent que 8 à 10 % de l'eau météorique s'infiltré. La quantité d'eau qui s'infiltré est donc suffisante pour alimenter les nappes.

L'eau des collines au SW de Larissa

Les couches qui constituent les collines en bordure SW de la plaine de Larissa ont un pendage dirigé vers la plaine (direction des couches NE). L'écoulement dans ces couches alimente les nappes des alluvions de la plaine ; et comme les formations des collines au SW de Larissa se prolongent sous les alluvions elles constituent un grand front d'alimentation.

L'eau des calcaires aux bords de la plaine

Les marbres de la région de Tirnavos-Amigdaléa sont les plus étendus. L'alimentation des nappes alluviales par ces calcaires est très grande. Le phénomène inverse se passe en amont du débouché du Titarissios, dans la région de Damassi. Les calcaires donnent des sources dont le débit est important.

Il existe d'autres calcaires dans les régions de Platicambos, Veletinon, qui alimentent les nappes, mais les calcaires des régions de Karla, Rizomilos reçoivent toujours l'eau des nappes alluviales. Cette eau s'écoule vers la mer Egée et vers le golfe Pa gassitique.

4.2.1 - Nappe phréatique ou peu profonde

A partir de l'inventaire des points d'eau, nous avons pu faire les observations suivantes sur la nappe phréatique.

4.2.1.1 - Région d'Argiropoulion-Déléria

Au Nord de Tirnavos, et à une distance de 10 km, les puits qui se trouvent près de la source Mati-Tirnavou sont influencés essentiellement par la réinfiltration des eaux de la source.

La surface piézométrique de la nappe libre varie peu et suit les petites variations annuelles de la sortie de la source (1 ac) La température de l'eau de la source et celle des points qui sont autour, sont identiques. A l'Est de la source, et près du village Argiropoulion, il y a une deuxième nappe (nappe profonde) qui se trouve en charge et qui alimente des forages artésiens.

Quand on se rapproche de la source, les puits ont un débit plus grand, cela montre que l'alimentation par la source est très grande, comme aussi par la rivière qui commence à couler après la source.

Quelques puits captent la nappe profonde. Ces puits ont traversé la première nappe phréatique puis des couches argileuses et sont entrés dans la nappe profonde. Par les tubages, la nappe profonde alimente la nappe phréatique pendant toute l'année.

Les sédiments alluviaux qui sont près des piémonts sont plus grossiers et ont de fortes capacités d'infiltration et d'emmagasinement, ainsi qu'une bonne transmissivité bien que l'épaisseur de l'aquifère soit faible. En allant vers le S et le SW, la capacité d'emmagasinement de l'aquifère et toutes les autres propriétés diminuent alors que l'épaisseur de l'aquifère augmente. Les bordures Nord sont formées par des roches cristallines (gneiss paléozoïques imperméables) ou des roches éruptives. L'alimentation ne se fait que par l'infiltration de l'eau de pluie dans les alluvions.

Au Nord du Village Deléria, un cône d'éboulis montre en surface du matériel grossier. Les sédiments en profondeur sont argileux et il n'y a pas de grandes possibilités d'exploitation ni de la nappe phréatique ni de la nappe profonde. Mais au village ou au Sud du village, il y a des lentilles de galets et les débits phréatiques sont grands. Il y a aussi une nappe artésienne profonde, qui a une charge de deux mètres. L'alimentation des nappes de la région se fait aussi par les torrents qui amènent l'eau en hiver, surtout à l'Ouest du village.

4.2.1.2 - Région de Tirnavos

Au NW et à l'W de Tirnavos, la région montagneuse est constituée de calcaires et de marbres qui se trouvent au contact avec les alluvions. Les calcaires se vident par les deux grandes sources : Mati-Tirnavou et Ayia-Anna. La caractéristique remarquable de la région est qu'entre les sorties des deux sources, il y a une remontée de deux

collines gneissiques. La présence de ces collines gneissiques indique l'existence d'un barrage souterrain pour les eaux karstiques. La source karstique d'Ayia-Anna apparaît au contact des alluvions avec une colline calcaire montant au milieu des alluvions. L'eau provient donc des blocs calcaires souterrains qui relient la région montagneuse avec ce calcaire en continuité ou à travers des formations alluviales perméables.

Au Sud de Tirnavos, la rivière Titarissios qui débouche dans la plaine avec une direction NW-SE amène beaucoup d'eau pendant les crues, et alimente les nappes de la région. L'épaisseur des formations du cône du Titarissios est très grande et les formations sont grossières. La transmissivité, l'infiltration et la capacité des aquifères sont donc aussi très grandes.

Nous avons constaté que dans la région il a été fait beaucoup de puits qui captent la nappe phréatique de 8 à 12 m, et que le débit de ces puits varie beaucoup d'une région à l'autre. Le débit est petit au NE de Tirnavos, plus grand quand on se rapproche du calcaire et aussi plus grand sur les deux côtés du Titarissios. Presque la totalité des pompages se fait à partir du mois d'avril jusqu'en septembre pour l'irrigation des cultures (fruitières).

La densité des puits est de 30 puits par km². Au Sud du Titarissios, près des piémonts il n'y a pas beaucoup de puits et on observe des points d'eau qui ont été abandonnés à car le niveau statique y est très bas (15 m) et jusqu'à une zone de 15 km de large on n'a pas d'aquifères riches à grande profondeur parce que les formations marneuses du Néogène sont imperméables et à faible profondeur.

Plus à l'Est et après cette zone, les conditions sont très favorables pour l'existence d'aquifères profonds et les forages d'exploitation donnent de grandes quantités d'eau, de l'ordre de 250 à 350 m³/h. Dans cette région, le niveau de l'eau n'est pas profond (5 m).

4.2.1.3 - Région Ambelon-Falani

Dans les régions de ces deux villages, les conditions hydrogéologiques pour l'exécution des puits peu profonds et pour les forages profonds sont très favorables. Dans cette région, juste à l'Est d'Ambelon, si on fait un puits à 1 m de profondeur, il suffira pour irriguer une grande surface. C'est ici que les nappes profondes sont en charge, parce que la perméabilité du terrain augmente avec la profondeur. Les aquifères très riches en eau sont donc profonds et artésiens (voir planche n° 2).

Les limites E de cette région très riche, arrivent jusqu'au Pinios. Pourtant l'irrigation des cultures de la plupart des secteurs se fait par le grand canal provenant de deux grandes sources : Mati-Tirnavos et Ayia-Anna.

La région de ce village présente une forte évaporation et une évapotranspiration très grande. L'infiltration de l'eau ici est presque nulle et surtout quand on se dirige vers l'Est ou le ^{vers} lit du Pinios. Le drainage est aussi très grand.

A l'Est du lit du Pinios, autour des villages Girtoni et Koulourion, la nappe phréatique n'est pas très riche. Les petits forages privés qui arrivent jusqu'à une profondeur de 15 à 25 m donnent peu d'eau. Mais les nappes profondes sont très riches et artésiennes et juste au Nord du village Girtoni, des forages profonds donnent de grandes quantités d'eau artésienne.

Au N du village Girtoni, à une distance de 2 km, et à l'Est, à une distance de 4 km, l'existence des schistes ^{et} vophiolites imperméables ne permet pas l'alimentation par les limites latérales, mais l'alimentation des nappes se fait, en grande partie, par les crues de la rivière Pinios et en petite partie par l'eau d'infiltration. Dans cette région les sédiments superficiels sont en effet argileux.

4.2.1.4 - Région de Larissa

La région de Larissa diffère des autres régions parce que dans la région qui est au N ou au NE de la ville, la nappe phréatique est assez riche (Omorphochonion). Les nappes profondes sont aussi très riches et pas exploitées. Au contraire, au S et au SW de la ville, la nappe phréatique n'est pas riche de même que les nappes profondes. Pour pouvoir avoir des nappes riches il faut forer et traverser de grandes épaisseurs d'argile (150 m) puis forer des formations pléistocènes riches en eau. Vers la direction du village Nikéa et au N du village, les conditions d'existence d'aquifères sont plus favorables à grande profondeur, puisque à une profondeur de 70-80 m on a de bons aquifères, contrairement à ce qui se passe au S, SW et SE où il n'y a pas d'aquifères riches, ni à grande profondeur, ni à petite profondeur.

Les puits dans la région sont rares, la plupart des points d'eau sont des forages peu profonds, ou quelquefois profonds. Les forages très profonds sont très rares.

Le niveau statique des nappes phréatiques au N et au NE de Larissa est inférieur à 3 m, mais celui de la nappe profonde est artésien. Au contraire, au S et au SW de la ville, la surface piézométrique est très basse pour les deux nappes (45 m).

4.2.1.5 - Région de Platicambos-Khalki

Sur la surface qui couvre la commune du village Platicambos, la nappe phréatique est relativement riche et les nappes profondes sont aussi assez riches.

L'exploitation des aquifères se fait par de petits forages privés très nombreux, peu profonds, car le niveau statique n'est pas profond. A l'Est de cette région, quand on s'approche des limites de l'ancien lac de Karla, il n'y a presque pas d'aquifères, car les couches sont argileuses. Il n'y a donc pas de petits forages et les forages profonds sont rares et ne donnent que peu d'eau artésienne.

Au contraire, dans la région de la commune Khalki, les aquifères sont plus riches, soit qu'ils soient phréatiques, soit profonds. Il existe donc des forages privés peu profonds et profonds et le débit des forages est beaucoup plus grand que dans les autres régions du voisinage.

En approchant vers les collines situées au SW et au S, les forages existant diminuent, le niveau statique devient de plus en plus profond. Les alluvions sont plus grossières et encore plus au S, les aquifères n'existent plus, car le socle ophiolitique imperméable apparaît en surface.

Dans la région du village Dimitra, il y a diminution des capacités des aquifères quand on se dirige vers le milieu de la plaine, mais sur les bords de la plaine il existe de bons aquifères peu profonds.

4.2.1.6 - Région de Kipseli-Armenion

Le nombre des puits et forage diminue vers les limites du Karla, à cause de la diminution des aquifères peu profonds et profonds. Les agriculteurs sont obligés de faire des puits larges pour augmenter l'entrée d'eau dans leurs travaux.

La profondeur de la surface piézométrique de la nappe phréatique est de l'ordre de 2 à 3 m. Les aquifères profonds sont artésiens. La charge (pression) au-dessus du sol est de 1 m environ.

A l'W et aussi au NW du village ^{de} Kipseli, les forages privés sont nombreux. L'exploitation des aquifères de cette région est très forte et sur chaque forage, on pompe 30 à 50 m³/h pendant tout l'été.

On a constaté que chaque année depuis 1971, il y a une diminution du niveau absolu de l'eau d'à peu près 0,40 m par an. Donc, dans l'avenir il faut trouver d'autres solutions pour l'irrigation de la surface de cette région ou pour une réalimentation des aquifères.

Au SW du Kipseli, les affleurements calcaires forment de grandes collines qui continuent dans la plaine, sous les alluvions, et il y a une alimentation des alluvions par ces affleurements calcaires.

Les calcaires présentent une assez grande perméabilité, mais la surface de chaque affleurement n'est pas grande. L'infiltration d'eau n'est donc pas très grande, et les possibilités d'exploitation sont limitées et assez basses. Il existe quelques forages qui captent l'eau des calcaires comme dans la région du village Néon-Pervolion.

4.2.1.7 - Région de Karla-Rizomilos

Dans la région de Karla, en général il n'y a pas d'aquifères peu profonds et riches. On n'en trouve qu'en bordure des limites de Karla. Quelques affleurements de marbres donnent des conditions favorables pour l'existence d'aquifères karstiques peu profonds. Mais hors des limites de Karla, où les marbres sont en surface et communiquent avec la mer, de grands karsts évacuent l'eau vers la mer Egée au SE et vers le golfe Pagassitique au S de la plaine.

Le niveau statique se trouve en surface où l'aquifère est artésien, dans la plupart des régions. La densité des puits est nulle au milieu de la plaine et faible sur les bords NE, SE et E.

La diminution de la densité des puits commence à partir de la route qui passe au SW des villages : Niki, Sotirion, Akhifion, Lofiskos, Melissa. Au NE de cet axe, les puits donnent très peu d'eau et après une zone limitée à une distance de 1 km, il n'existe plus de puits ou forages peu profonds ou profonds.

Dans cette zone peu productive, les paysans construisent des puits au lieu de forages peu profonds. Les puits ont de 5 à 7 m de diamètre pour pouvoir augmenter l'entrée d'eau de la nappe phréatique dans le captage.

Aux limites de la plaine, vers l'E, il y a des nappes karstiques. Près des calcaires, les alluvions anciennes de bordures sont plus ou moins grossières et il existe en profondeur des nappes productives, exploitées par les forages privés 27-9, 27-13 (voir carte n° 7) par exemple.

Les mêmes conditions existent au S des limites de la plaine. Les nappes phréatiques - peu profondes - existent en plusieurs couches peu épaisses. Il y a aussi des nappes profondes assez productives jusqu'au contact du socle et avant l'arrivée aux massifs des calcaires karstiques où le niveau très bas - s'abaisse immédiatement.

Dans la région de Kanalia existent des puits peu profonds et de débit moyen (12 à 20 m³/h). Les marbres dans la région du village ^{de} Rizomilos sont karstiques en surface et en profondeur. Nous avons aussi des nappes dans les alluvions parmi des affleurements calcaires. A 2 km à l'Est du village, les sédiments superficiels aux limites de Karla sont très argileux, mais en profondeur plus de 100 m il y a des aquifères très riches. A l'W du village, les aquifères peu profonds sont relativement bons, et plus à l'W, il y a une très bonne capacité des aquifères.

Dans le village Stefanovikion, il existe aussi de bons aquifères, parce que les sédiments sont plus grossiers qu'au milieu de la plaine. Plus à l'W, la capacité augmente, les sédiments sont aussi plus grossiers, plus épais, mais le niveau statique est plus bas.

4.2.2. - Nappes profondes

Nous avons considéré que la nappe phréatique est la première nappe sous la surface du sol dans chaque région. Elle se trouve à une profondeur allant de 3 ou 5 m jusqu'à 30 m.

Sous la nappe phréatique existent plusieurs autres nappes reconnues par les forages traversant entièrement les alluvions jusqu'au socle.

Les nappes sont superposées et séparées par des couches plus ou moins imperméables intermédiaires et elles ont différentes caractéristiques hydrodynamiques.

L'épaisseur, la profondeur et la transmissivité des nappes profondes varient dans les différentes régions. En général la transmissivité est grande dans la région de Tirnavos et petite dans la région de Karla. La transmissivité des aquifères dans la région du village d'Ambelon augmente avec la profondeur, car les couches peu profondes sont plus argileuses que les couches profondes qui sont grossières. Les possibilités d'exploitation des nappes en général sont très grandes dans la région de Tirnavos et petites dans la région de Karla.

4.2.2.1 - Lithologie des aquifères profonds et granulométrie

La lithologie des aquifères diffère dans chaque partie de la zone étudiée.

On sait, d'après les forages de reconnaissance et d'exploitation que la lithologie et la granulométrie se présentent comme suit :

- Tirnavos : les couches aquifères consistent en sables grossiers, graviers, galets et parfois en sables moyens ou fins (forage SR 37 à Rodia) ; toutes sont hétérogènes avec des matériaux provenant de l'érosion des schistes, des roches éruptives, des quartzites ou parfois des marbres qui donnent fréquemment des graviers. Les couches imperméables ou non aquifères - qui consistent en argiles grises ou rougeâtres avec des graviers, sont peu épaisses par rapport aux aquifères. Spécialement dans cette région, l'épaisseur moyenne des couches aquifères est plus grande que celle des non aquifères.

L'autre caractéristique de cette région est que l'alimentation des aquifères par la rivière Titarissios est très importante.

- Larissa : les aquifères de la région de Larissa présentent des couches graveleuses ou sableuses.

Les matériaux consistent en galets quartzitiques ou provenant des calcaires, et en sables hétérogènes et polygéniques.

A l'W de Larissa, les couches consistent en dépôts du Pinios et forment plusieurs terrasses ; elles sont grossières par rapport aux autres régions de l'E de Larissa.

A grande profondeur, les forages de reconnaissance ont traversé aussi des dépôts du Pinios. L'épaisseur moyenne n'est pas très grande.

Les couches imperméables consistent en argiles rouges ou grises avec du silt ou du sable et parfois des galets.

- Platicambos : les aquifères consistent en sable fin ou rarement grossier hétérogène, parfois en gravier avec peu d'argile mais ne fournissent pas de grandes débits. Les couches non aquifères consistent en argile grise ou rougeâtre. Elles sont presque toutes fossilifères, mais l'épaisseur moyenne des aquifères est petite par rapport à l'ensemble des couches. Les possibilités d'exploitation des nappes sont très petites mais augmentent vers l'W du village.

- Omorphokorion : les aquifères profonds dans la région du village d'Omorphokorion consistent en

sable fin. Bien que la capacité des aquifères et la transmissivité soient bonnes, que les captages fournissent des débits élevés, le sable fin qui pénètre dans les forages crée des problèmes d'exploitation difficiles.

Il y a partout des fossiles pleistocènes, lacustres et les couches imperméables sont constituées d'argiles ou silt gris marneux ou jaunâtres.

- Khalki : les aquifères de la région de Khalki sont aussi des sables, d'habitude grossiers, polygéniques et rarement des graviers. Les débits d'exploitation sont bons et il n'y a pas le problèmes du sable fin.

- Melissa : dans la région de Mélissa - partie SE de Karla - il n'y a presque pas d'aquifère, mais seulement des couches d'argile ou ^{des} marnes depuis la surface jusqu'au socle. Nous avons aussi des couches argileuses légèrement sableuses, et au NW commencent les aquifères, minces d'abord, sablo-graveleux.

- Kipseli : la région du village de Kipseli présente des aquifères qui consistent en graviers, sables et galets ou conglomérats. Les couches imperméables - non aquifères - consistent en argiles rouges, parfois sableuses et graveleuses.

- Niki : cette région, proche de Karla possède des aquifères plus ou moins minces, sableux, parfois avec des graviers et des couches non aquifères constituées d'argiles grises ou jaunes, parfois alternées de lits de sable fin.

- Armenion : les aquifères profonds consistent en graviers et sables, ou très rarement, en couches minces de sable fin. Les imperméables consistent en argiles brunes ou grises, parfois en marne grise.

- Karla N W : dans la région il n'existe pas d'aquifère exploitable. Depuis le socle jusqu'en surface on a des argiles avec du sable fin. Quelquefois, des petites couches sableuses (épaisseur 1 ou 2 m) donnent un peu d'eau.

- Kalamaki : les aquifères profonds se trouvent seulement dans une petite zone bordière et consistent en matériaux provenant de l'érosion des schistes cristallins ou des marbres. Ce sont d'anciens éboulis de pente peu épais qui reposent au SE sur des marbres. Les possibilités d'exploitation sont assez bonnes.

- Stefanovikion-Rizomilos : les aquifères profonds consistent en graviers, sables grossiers, encore fossilifères, ou en galets dont on peut tirer des débits importants.

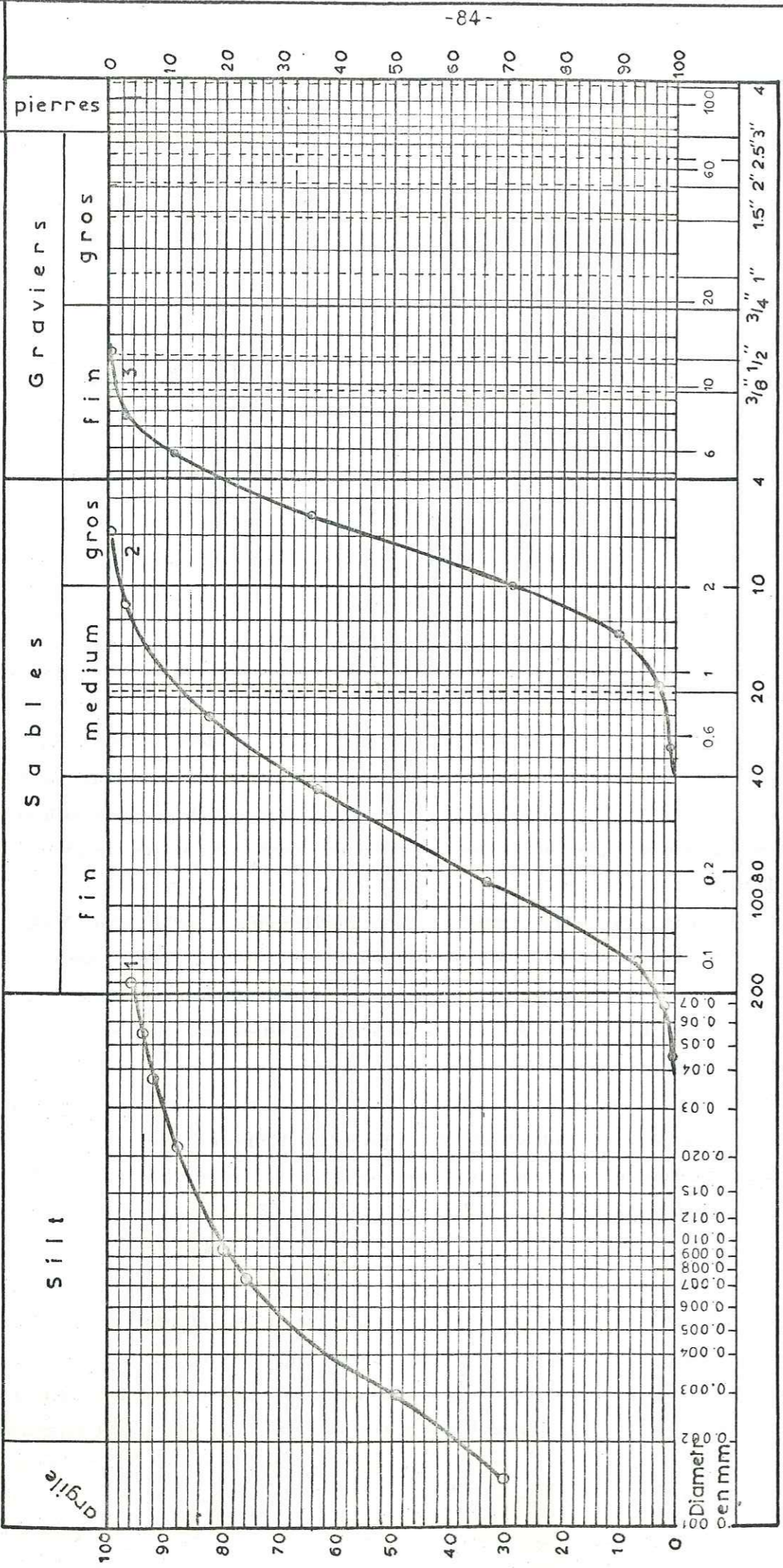
Les non aquifères peu épais sont constitués d'argile rouge ou brune et de marnes gris-jaune.

- Velestinon : les aquifères profonds sont formés de sable moyen, de grès, graviers ou parfois de galets qui donnent des débits d'exploitation importants. Les non aquifères sont les marnes et argiles gris, jaunes ou verts.

- Karla SE : la région de Karla SE présente, contrairement à la partie NW, des aquifères profonds formés de couches de sable grossier ou de graviers, tandis que les couches non aquifères sont des argiles grises, marneuses. Les alluvions reposent sur des calcaires perméables en grand (aquifères de bonne capacité).

- Kanalia : à l'extrémité E de la plaine, le coin de Kanalia, présente des aquifères profonds qui consistent en graviers, sables et galets ou graviers polygéniques ou encore en éboulis hétérogènes, polygéniques. Les non aquifères sont des argiles jaunes, grises ou gris-bleu, parfois sableuses ou avec des graviers.

ANALYSE GRANULOMETRIQUE



- Etude granulométrique

On dispose de peu d'analyses granulométriques d'échantillons pris dans les aquifères. Nous avons fait quelques analyses granulométriques et nous avons consulté aussi les analyses granulométriques faites pour l'étude d'un barrage dans la région de Karla.

Nous présentons sur la figure n° 15, trois échantillons choisis dans trois régions différentes de la plaine :

- échantillon n° 1 de la région de Karla,
- " n° 2 de la région de Platicambos-Omorphokhorion,
- " n° 3 de la région de Tirnavos,

que l'on peut considérer comme représentatifs de la majorité des aquifères de la région.

Echantillon n° 1 :

pris dans le forage F8 de la région de Karla, à la profondeur de 46 à 47 m. L'échantillon est constitué de silt, de sable fin et d'argile (couche non aquifère).

Le coefficient d'uniformité, est : $V = \frac{d_{60}}{d_{10}}$. Pour l'échantillon n° 1 il est de l'ordre de $V \approx 8$. Il n'était pas possible de mesurer la fraction d'argile fine avec les tamis dont on disposait. L'échantillon n'est pas uniforme, mais varié.

Echantillon n° 2 :

pris dans le forage de reconnaissance SR60 de la région d'Omorphokhorion entre les profondeurs de 157 et 167 m, est du sable fin. Il a été prélevé dans le meilleur des aquifères du forage.

Le coefficient d'uniformité : $V = \frac{d_{60}}{d_{10}}$ est de l'ordre de 3,5. L'échantillon n'est pas uniforme, mais l'aquifère est bon du point de vue de l'exploitation de l'eau.

Echantillon n° 3 :

a été pris dans le forage d'exploitation LB130 de la région de Tirnavos, entre les profondeurs de 54 et 56 m. C'est le sable grossier d'un bon aquifère uniforme avec peu de graviers et du sable moyen.

Le coefficient d'uniformité est $V = 2,5$ et l'échantillon est caractérisé comme uniforme. Dans la mesure où ces échantillons sont bien représentatifs de la majorité des formations rencontrées,

les exemples cités indiquent que les aquifères de la région d'étude, en général ne sont pas uniformes. Il y a exception lorsque l'aquifère est du sable fin.

4.2.3. - Nappes des terrains quaternaires

Dans la plaine, il existe des nappes de grande étendue mais hors de la plaine, il existe aussi des nappes dans les formations conglomératiques.

Les aquifères sont les conglomérats des terrasses du Pinios et du Titarissios qui consistent en galets, graviers et gros sable et les conglomérats lacustres sur les collines, au SW de Larissa.

4.2.3.1 - Terrasses du Pinios et du Titarissios

Exceptées les grandes terrasses dans la plaine, il y a des terrasses plus petites en amont des rivières avant leur entrée dans la plaine.

Le Titarissios forme des terrasses dans la région de Potamia d'où sort la source d'Amouri. A Damassi l'eau du Titarissios s'infiltré dans le calcaire à travers d'anciennes terrasses.

Il y a un couloir quaternaire entre le Titarissios et le Pinios, dans la région de Damassi. Le remplissage du couloir est fait de sédiments grossiers provenant de l'érosion du calcaire ou quelquefois des ophiolites. C'est un ancien passage du Titarissios. L'épaisseur des alluvions y est environ de 100-110 m.

Dans un autre grand couloir, qui rejoint les deux plaines de Thessalie (passage actuel de la rivière Pinios) on note la présence de terrasses dans les régions de Koutsokheron, Pinias et Zarkon.

L'épaisseur des terrasses est grande au milieu du couloir, de l'ordre de 90 m. L'eau des rivières s'infiltré à travers ces formations et pénètre dans les calcaires ou les marbres des deux côtés (SR86 SR45) de la vallée.

Au-dessous des alluvions on a encore parfois des conglomérats ou des brèches tectoniques dont l'épaisseur peut atteindre 120 m (SR 45).

4.2.3.2 - Conglomérats au SW de Larissa

Les conglomérats plio-pleistocènes au SW de Larissa ne sont pas riches en eau et ne constituent pas des aquifères. Mais l'alimentation des nappes alluviales par ces conglomérats est intéressante, car sur les collines l'infiltration est importante. Ces couches conglomératiques permettent l'écoulement de l'eau jusqu'aux nappes.

Elles couvrent une grande superficie.

4.2.4 - Les calcaires et marbres perméables en grand

La recherche de l'eau dans les calcaires est très importante mais n'est pas aussi difficile à notre avis que ce que pensent beaucoup d'hydrogéologues.

D'une manière générale, en Thessalie, les calcaires et marbres sont karstifiés sur une épaisseur de 25 à 30 mètres à partir de leur surface.

Lorsque les roches ont été soumises à l'affleurement aux agents atmosphériques la karstification est très développée et l'on est à peu près certain d'y trouver de l'eau.

Lorsque les calcaires ou marbres sont recouverts par les formations sédimentaires récentes plioquaternaires et alluviales, la probabilité de rencontrer des zones karstiques aquifères reste très grande, car les marbres et les calcaires ont été soumis aux agents atmosphériques pour leur plus grande partie durant tout le début du tertiaire où la région était émergée.

Même dans les sections où les marbres et calcaires n'étaient pas exposés aux agents atmosphériques on peut trouver de grands chenaux karstiques déterminés par les circulations des eaux en profondeur dans les zones tectoniques.

On ne note pas de différence systématique des types de karstification entre les marbres paléozoïques et les calcaires mésozoïques. Tous sont fortement tectonisés et bien que les marbres présentent une forte recristallisation, leur composition chimique est très voisine, comme le montre le tableau suivant expliquant leur comportement analogue vis-à-vis des dissolutions par les eaux.

Ce sont l'intensité des phénomènes tectoniques ou le temps d'exposition aux agents atmosphériques qui déterminent en chaque point les caractéristiques des systèmes karstiques qui se développent et qui peuvent aller de fissures fines peu élargies à des conduits larges et bien développés.

Ce sont les conditions locales qui provoquent les différences que l'on enregistre sur les débits exploitables sur les forages faits dans les différents secteurs.

Les débits dans les calcaires et marbres peuvent en effet varier de 15 à 400 m³/h et peuvent très rarement être inexistants.

TABLEAU DES ANALYSES CHIMIQUES DES CALCAIRES ET MARBRES

Eléments analysés	Marbre de Kalipefki	Marbre de la région centrale	Calcaire mésozoïque (Lamia)	Calcaire du Néon Pervolion
Si O ₂	1,80	1,80	0,80	1,40
Al ₂ O ₃	1,20	0,7	0,90	1,30
Fe ₂ O ₃	0,20	0,10	0,20	0,10
Mg O	1,80	2,10	1,80	4,10
Ca O	51,80	52,90	54,18	50,60
Na ₂ O	0,10	—	—	0,20
K ₂ O	0,10	0,10	0,11	0,10
C O ₂	43,0	42,30	42,01	42,20

Comme nous l'avons indiqué, la région de la Thessalie a été émergée à la fin du Crétacé et n'a été recouverte de formations lacustres qu'à partir du miocène supérieur.

Les massifs de marbres et de calcaires qui n'avaient pas acquis leur position tectonique définitive étaient donc exposés à l'altération et le niveau de base des circulations aquifères était différent de ce qu'il est actuellement ce qui explique que l'on trouve des zones karstifiées en dessous du niveau de base géographique actuel.

Pour expliquer que la zone la plus intensément karstifiée soit très généralement de l'ordre de 25 à 30 m, on peut admettre qu'il s'agit d'une zone décomprimée, plus facilement altérable car présentant de nombreuses fissures ouvertes. Il est moins probable que cette profondeur corresponde à la profondeur limite de dissolution des calcaires en fonction de la teneur en CO_2 dissous dans les eaux ou à l'épaisseur de la tranche de roche située au dessus du niveau de base géographique.

Une dernière hypothèse pourrait comporter l'existence d'une différence de lithologie des zones supérieures des marbres et des calcaires par rapport à leur soubassement mais aucune de nos observations ne va dans ce sens et nous pensons que c'est la zone décomprimée des massifs de calcaires et des marbres, qui, karstifiée durant la longue période allant de la fin du crétacé à l'époque actuelle, délimite cette tranche de 25 à 30 m d'épaisseur qui se révèle la plus intéressante et la plus productive pour les recherches d'eau.

On doit signaler l'existence dans les massifs de marbres et de calcaires de grottes, avens et dolines qui constituent les formes classiques du karst développé.

La présence de grottes à des côtes supérieures d'environ 100 mètres au niveau des plaines actuelles témoigne de l'évolution du niveau de base des circulations aquifères en fonction de l'érosion et de la tectonique.

On observe aussi l'existence de nombreuses cristallisations de calcite et aragonite soit dans les fissures, soit dans les grottes, sous forme de stalactites et stalagmites.

4.2.5 - Les formations imperméables

En dehors des sédiments récents quaternaires (silt, argiles et marnes, classés dans les formations imperméables), les schistes surtout d'âge paléozoïque et les roches éruptives sont imperméables sur une grande épaisseur.

Les formations schisteuses et éruptives ont subi l'influence des efforts tectoniques et ont été plissées ou parfois, rarement, faillées mais moins que les calcaires et les marbres.

En surface ces formations imperméables sont altérées, fissurées. Dans les zones de décompression, la fracturation est plus forte.

L'eau y entre à faible profondeur, crée des nappes et sort aux points topographiques le plus bas sous forme de source.

Il existe plusieurs sources, avec des débits intéressants, qui proviennent de schistes et roches éruptives surtout en bordure NE de la plaine.

4.2.5.1 - Les schistes cristallins

Les schistes sont des roches plastiques, donc ils prennent des formes variées quand ils sont soumis à des efforts tectoniques. Dans notre région, dans le massif pélagonien, les mouvements tectoniques ont été nombreux, les schistes ont été parfois faillés et dans les couches les plus dures on peut trouver des fissures ouvertes. L'eau entre dans ces petites fissures jusqu'à faible profondeur parce que plus bas, les fissures et les diaclases sont remplies par des matériaux d'érosion, ainsi ils sont devenus imperméables, comme d'ailleurs toute la masse des schistes.

Donc quand les schistes sont perméables en surface dans la région d'étude, ils forment des petits réservoirs intéressants.

Plus rarement, quand un forage a atteint des terrains cristallins soit comme socle, après la traversée de sédiments quaternaires ou après des alluvions grossières, soit comme affleurement, on a trouvé un aquifère intéressant au sommet de la série des schistes, sur une épaisseur de 6 à 10 m.

4.2.5.2 - Les roches éruptives

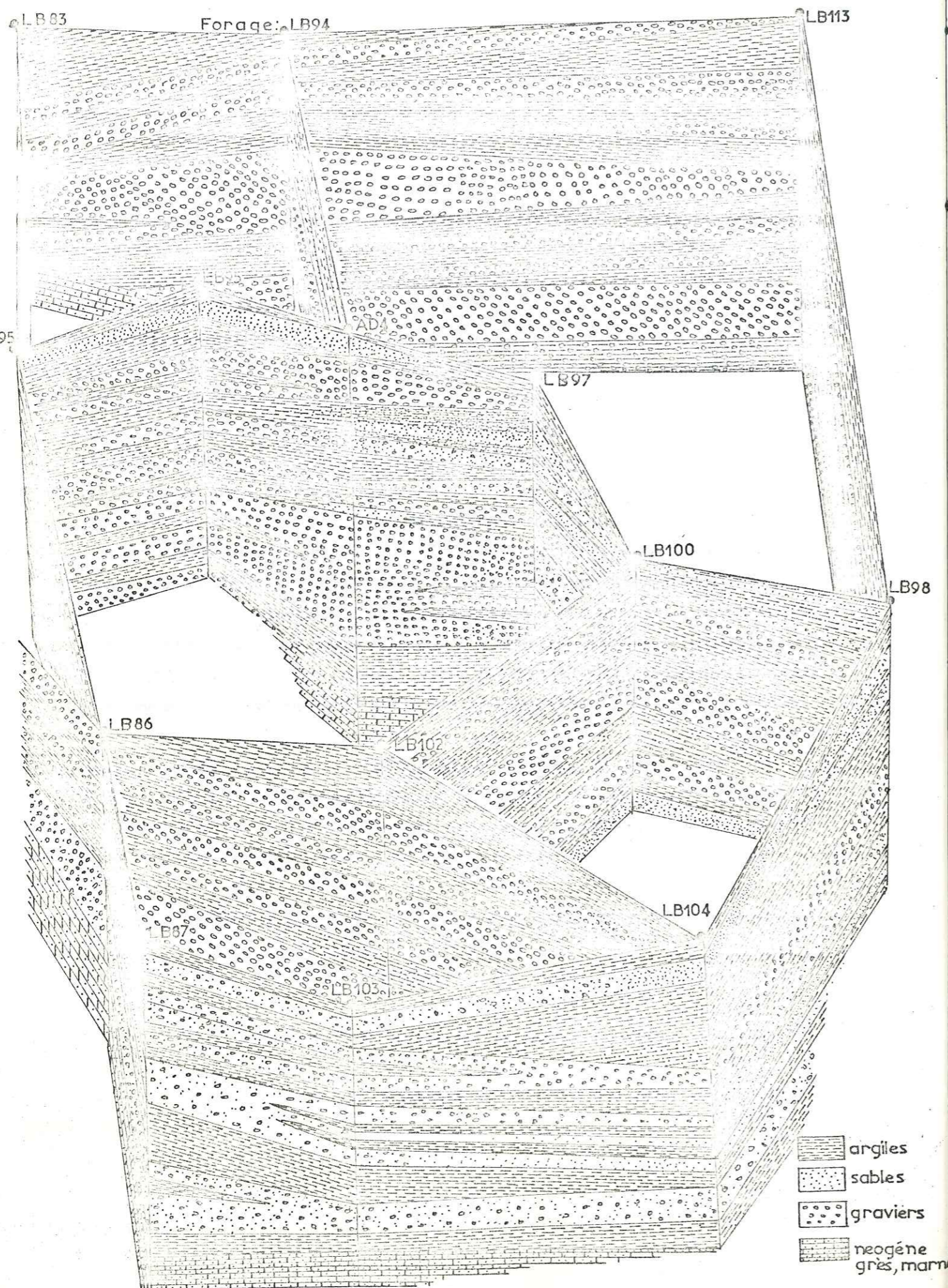
Les roches éruptives sont surtout les ophiolites qui affleurent sur une grande étendue.

Les ophiolites peuvent être plus perméables en surface que les schistes dans la zone de la fracturation. Des aquifères se sont constitués selon le même processus que dans les schistes.

D'habitude, dans les collines et à cause de la fracturation, on peut trouver des petites quantités d'eau jusqu'à la profondeur de 12 m et plus (débit : $60 \text{ m}^3/\text{h}$).

Les aquifères de cette zone fracturée qui se vident souvent aux points les plus bas, donnent de petites sources.

Quelques fois, quand les ophiolites ne sont pas couvertes par des sédiments récents et quand elles ont été broyées par les efforts tectoniques, on trouve l'eau jusqu'à la profondeur de 50 à 70 m, mais les quantités d'eau sont certainement petites.



4.3. - TRAVAUX DE FORAGES

Près de 40 forages de reconnaissance et 15 piézomètres ont été effectués en 1972 et 1973 dans la plaine E. Plus de 100 forages d'exploitation ont également été effectués en 1973, 1974 et 1975, dans le cadre du programme de développement des eaux souterraines de la Thessalie.

Il y avait aussi d'anciens forages du S.A.F., à peu près 40, qui ont été exécutés pour des exploitations privées, ainsi que 20 forages de reconnaissance exécutés par ETHIGME (IGEY) en 1970-1971, dans le cadre du programme du développement des eaux souterraines de la Thessalie.

Les forages de reconnaissance ont été exécutés pour étudier la nature du terrain, déterminer les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères et pour connaître la profondeur et la nature du substratum (socle).

Plusieurs forages de reconnaissance ont été transformés en forages d'exploitation. Les forages de reconnaissance et d'exploitation ont été équipés de tubes pleins dont le diamètre est d'habitude de 10", 12" ou 14", quelquefois 16", dans le cas où nous avons un grand débit (dans les calcaires).

Les tubes porte-crèpines ou les crèpines sont de diamètre 12", 10", 8" et 6". Les forages de reconnaissance sont tous de type télescopique, mais nous avons réalisé plusieurs types de forages d'exploitation.

Les types de forages sont :

- Type A Californien. La colonne de tubes de même diamètre jusqu'au fond;
- Type B Télescopique. La colonne de crèpines a un diamètre plus petit que les tubes pleins.
- Type C Télescopique. La profondeur des aquifères est connue d'avance.
- Type D Dans les calcaires. La partie forée dans le calcaire n'est pas tubée.
- Type E Dans les alluvions et calcaires. Tubage jusqu'au calcaire, cimentation et puis forage dans le calcaire.

Dans le programme des forages d'exploitation, on a le plus souvent utilisé trois types de forages : les types A, B et D.

La profondeur moyenne des forages de reconnaissance était de 160 m, tandis que pour les forages d'exploitation elle était de 110 m.

L'exécution de tous ces forages nous a permis, avec les carottages électriques effectués dans chacun, d'acquérir une connaissance assez précise des aquifères.

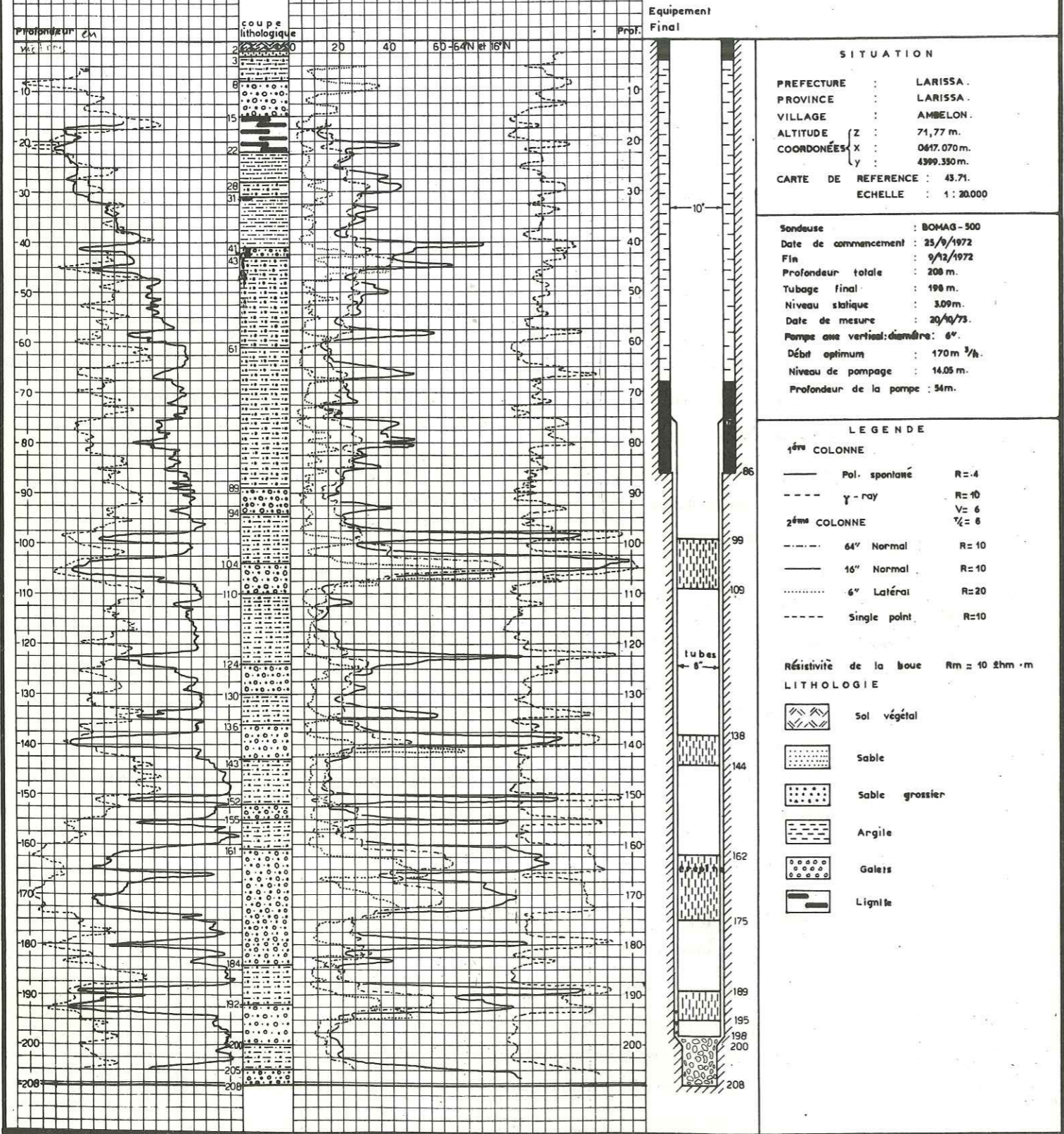
4.3.1 - Forages de reconnaissance

Sur chaque forage de reconnaissance, ont été effectués les travaux suivants :

- forage en diamètre 6"1/2 à 9"7/8, très souvent jusqu'au socle,
- carottage électrique. Diagraphie : 16" normal, 64" normal, 6" latéral, Polarisation spontanée et γ -ray.
- Exécution des essais d'eau.
- Alésage, dans le cas de transformation en sondage d'exploitation, en 15" 1/2 à 17" 1/2, rarement 22" ou 20".
- Tubage : tubage principal, tubes porte-crèpines ou crèpines.
- Cimentation : par une circulation de la boue.

Fig N°17

EXEMPLE D'UN CAROTTAGE ÉLECTRIQUE DANS LE FORAGE DE RECONNAISSANCE
FORAGE : SR 36



- Gravillonnage : diamètre de graviers mis en place : 2 à 5 mm et 3 à 6 mm.
- Développement : par air-lift et ensuite par pompage.
- Essai de pompage, et prélèvement d'échantillons d'eau pour analyse complète.

4.3.2 - Forages d'exploitation

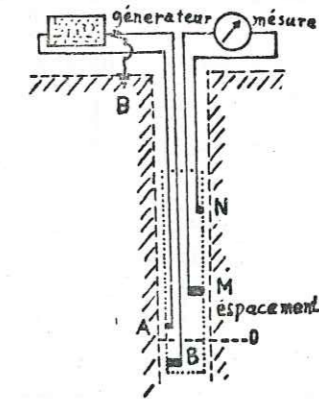
Les forages d'exploitation ont été effectués de la façon suivante :

- forage en grand diamètre 15" à 22", jusqu'à la profondeur prévue ;
- alésage ;
- tubage principal : dans le cas des forages télescopiques, cimentation par la base, reforage et deuxième tubage avec des tubes porte-crèpines ;
- gravillonnage : le diamètre des graviers est le même que dans les forages de reconnaissance ;
- développement : par air-lift et le pompage ;
- essais de pompage et prélèvement d'échantillon d'eau pour l'analyse complète.

La différence entre les forages de reconnaissance et les forages d'exploitation porte sur l'exécution des essais d'eau et sur le premier forage. Les forages de reconnaissance ont été forés en petit diamètre et on a fait l'alésage ensuite, tandis que dans les forages d'exploitation le forage s'est fait directement au diamètre prévu.

Dans chaque forage a été exécuté un carottage électrique avec l'appareil "Logmaster" qui nous a donné les diagraphies suivantes :

- Résistivité du terrain
- sondes 16" normal
- 64" normal
- 6" latéral
- Polarisation spontanée et
- Rayons : γ-ray



dispositif de mesure de la résistivité du terrain dans les forages

Un exemple de carottage électrique fait dans le forage de reconnaissance SR 36 pour préciser la position des aquifères et pour crépiner est donné sur la figure n° 17.

Zone : K
Date : 10/8/72 et 8/8/72

S.E. G4/K et H7/K
Forage : AG17 et PZ14

Coupe des terrains:

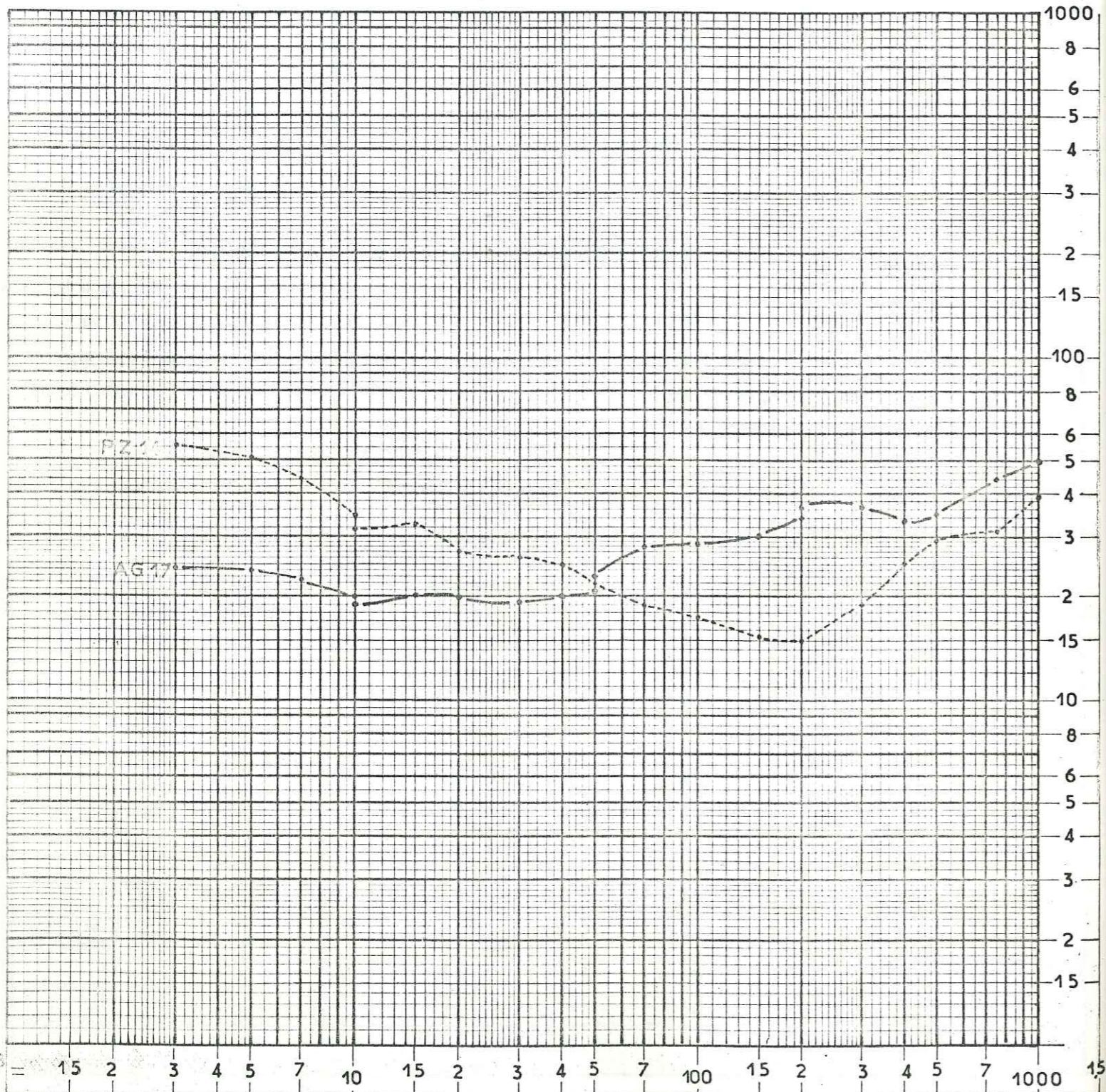
AG 17 . (1)

PZ 14 . (2)

Azimut de AB : N S —• 1
340 gr 2

0 à 100 m: Argile alternée avec sables et graviers.
100 à 157 m: Argile grise.
157 à 180 m: Argile grise alternée avec sables grossiers.
180 à 274 m: Argile avec graviers.
>274 m: Gneiss.

0 à 240 m: Argile alternée avec sables et graviers.
240 à 380 m: Gravier entrobés d'argile.



4.4. - TRAVAUX DE GEOPHYSIQUE

En plus des sondages mécaniques et des piézomètres qui donnent une bonne connaissance de la forme des aquifères, ainsi que leurs caractéristiques hydrodynamiques, grâce aux essais de pompage, il y a eu trois campagnes de prospection géophysique électrique.

Ces travaux de géophysique ont été exécutés par différentes sociétés ou organisme et ont eu pour but essentiel l'étude de la structure de la plaine par la méthode électrique.

La prospection électrique consiste à mesurer la résistivité des différentes tranches de terrain des formations meubles de surface du substratum.

Pour cela le dispositif Schlumberger a été utilisé : un quatripole A M N B, dans lequel A et B sont les électrodes d'injection de courant et M et N les électrodes de mesure (petite distance).

$$\text{La résistivité du terrain est : } \rho = K \frac{\Delta V}{I}$$

D'après la loi d'Ohm, on a :

ρ : résistivité apparente du terrain

I : l'intensité de courant émis entre A et B

ΔV : la différence de potentiel mesurée entre M et N.

En agrandissant le dispositif, on augmente la profondeur d'investigation.

On trace la courbe $\rho = f \left(\frac{AB}{2} \right)$ sur un diagramme bilogarithmique.

L'interprétation se fait en comparant la courbe obtenue avec des abaques précalculés. On détermine la profondeur des couches à partir de certaines hypothèses sur l'épaisseur et la résistivité des différentes couches de terrain.

La précision de l'interprétation est fonction des hypothèses de départ que l'on fait (voir fig. n° 18).

4.4.1. - Travaux de géophysique effectués par I.G.R.S. ou par Leric-Electrowatt

Les sondages électriques par I.G.R.S. ou ETHIGME (ex. : IGEY) ont été exécutés dans la région de Tirnavos en 1967 à 1971 sur 4 profils indiqués sur la carte n° 8.

L'orientation de chaque sondage était variable ainsi que l'orientation des profils. Trois profils ont une direction E-W et un profil est NNW-SSE.

Le but de l'exécution des sondages électriques était d'étudier les formations du cône du Titarissios, l'épaisseur et la nature des formations en vue de l'exploitation des eaux souterraines.

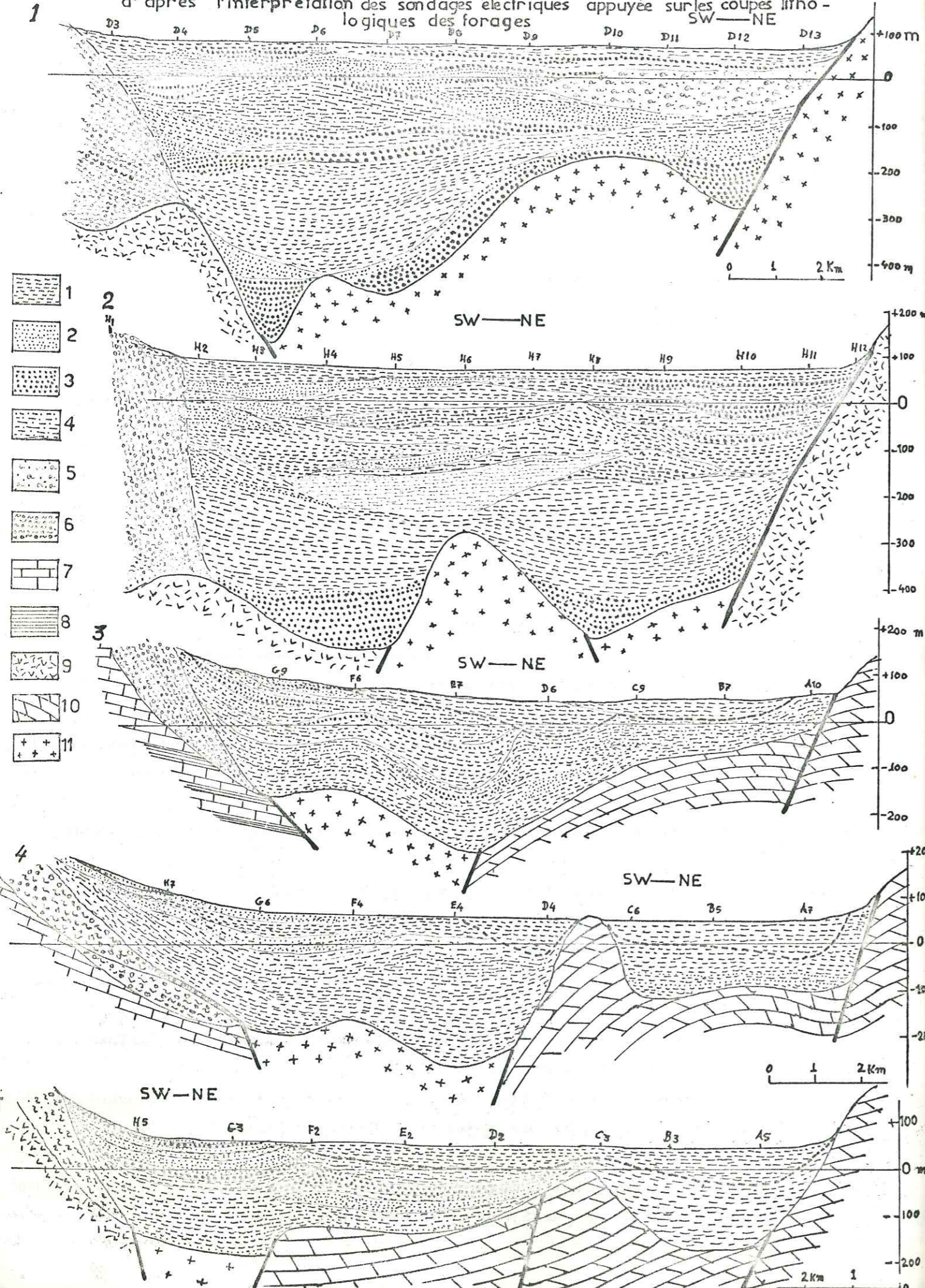
La distance A B était de 500 à 600 m jusqu'à 1000 m. Ces sondages électriques ont été utilisés dans l'étude de la région de Tirnavos, grâce à une comparaison avec les forages exécutés en 1970 et 1971.

Les sondages électriques effectués par la Société Leric pour l'étude de la compagnie Electrowatt en 1967 sont au nombre de 84 répartis sur 15 profils orientés SW-NE (voir carte n° 8).

COUPES GEOPHYSIQUES TRANSVERSALES

Fig. N°19

d'après l'interprétation des sondages électriques appuyée sur les coupes lithologiques des forages



Ces sondages ont également donnés une bonne connaissance de la structure de la plaine. Ils ont fourni des renseignements intéressants sur l'épaisseur des alluvions et la nature du substratum.

4.4.2. - Travaux de géophysique exécutés par C.G.G.

La Compagnie Générale de Géophysique (C.G.G.) a réalisé 855 sondages électriques en 1972, répartis en 9 zones dans les plaines de la Thessalie, pour l'étude hydrogéologique de la Société S.O.G.R.E.A.H.

Deux zones : K et L se trouvent dans la plaine orientale à Karla et à Larissa et comprennent les sondages électriques suivants :

- Zone K: 79 S.E.
- Zone L: 142 S.E., soit au total 221 sondages électriques

dont la répartition selon les longueurs de ligne AB est la suivante :

ZONE	A B = 600 m	A B = 1000 m	A B = 2000 m
K	-	27	52
L	6	7	129

Le but de l'étude géophysique était :

- de déterminer l'épaisseur et la nature du recouvrement alluvial et de mettre en évidence les zones où les caractéristiques semblaient les plus favorables pour une exploitation de l'eau ;
- de déterminer la profondeur du substratum et si possible de donner des indications sur la nature (calcaire ou schiste - perméable ou imperméable).

Les buts précédents ont été établis spécialement pour la région de l'ancien lac de Karla où les schistes et les marbres qui constituent le substratum se mélangent.

Pour la région de Larissa (zone L) les problèmes posés étaient les suivants :

- Suivre les variations lithologiques des alluvions anciennes du Titarissios et du Pinios.
- Rechercher si les marbres qui affleurent au NE de Larissa se prolongent vers le S, sous les alluvions, à une profondeur accessible par les forages.

Pour la région de Karla, le problème posé à la géophysique était de chercher à déterminer la structure de la partie souterraine des marbres.

Après l'exécution des travaux de géophysique, plusieurs sondages (forages) mécaniques ont été réalisés à la place d'un sondage électrique pour en contrôler l'interprétation.

4.4.2.1 - Résultats

Les résultats obtenus par les sondages électriques ont été présentés sur cartes, et ont permis de tracer :

- cartes de résistivité apparente pour AB = 100 m
- AB = 200 m
- AB = 400 m
- AB = 1000 m
- AB = 2000 m
- coupes de résistivité apparente

- cartes du toit de résistant profond (substratum des alluvions).

Dans la région de Karla les coupes électriques interprétées et comparées avec les coupes de forage faites ultérieurement donnent la forme de la dépression de l'ancien lac avec 3 ou 4 remontées du socle qui correspondent aux collines qui apparaissent dans la plaine.

A partir de la surface, un premier niveau très conducteur représente les formations salées. Puis le deuxième niveau, plus épais, représente les formations très argileuses contenant des niveaux sableux ou graveleux peu épais.

Un substratum résistant constitué de marbres en alternance avec des schistes a été trouvé aux forages au SE de la plaine de Karla.

Dans la région de Kipseli-Armenion, les profils E et F indiquent que le substratum résistant est constitué par cristallin, les schistes jurassiques ou des calcaires crétacés ou jurassiques.

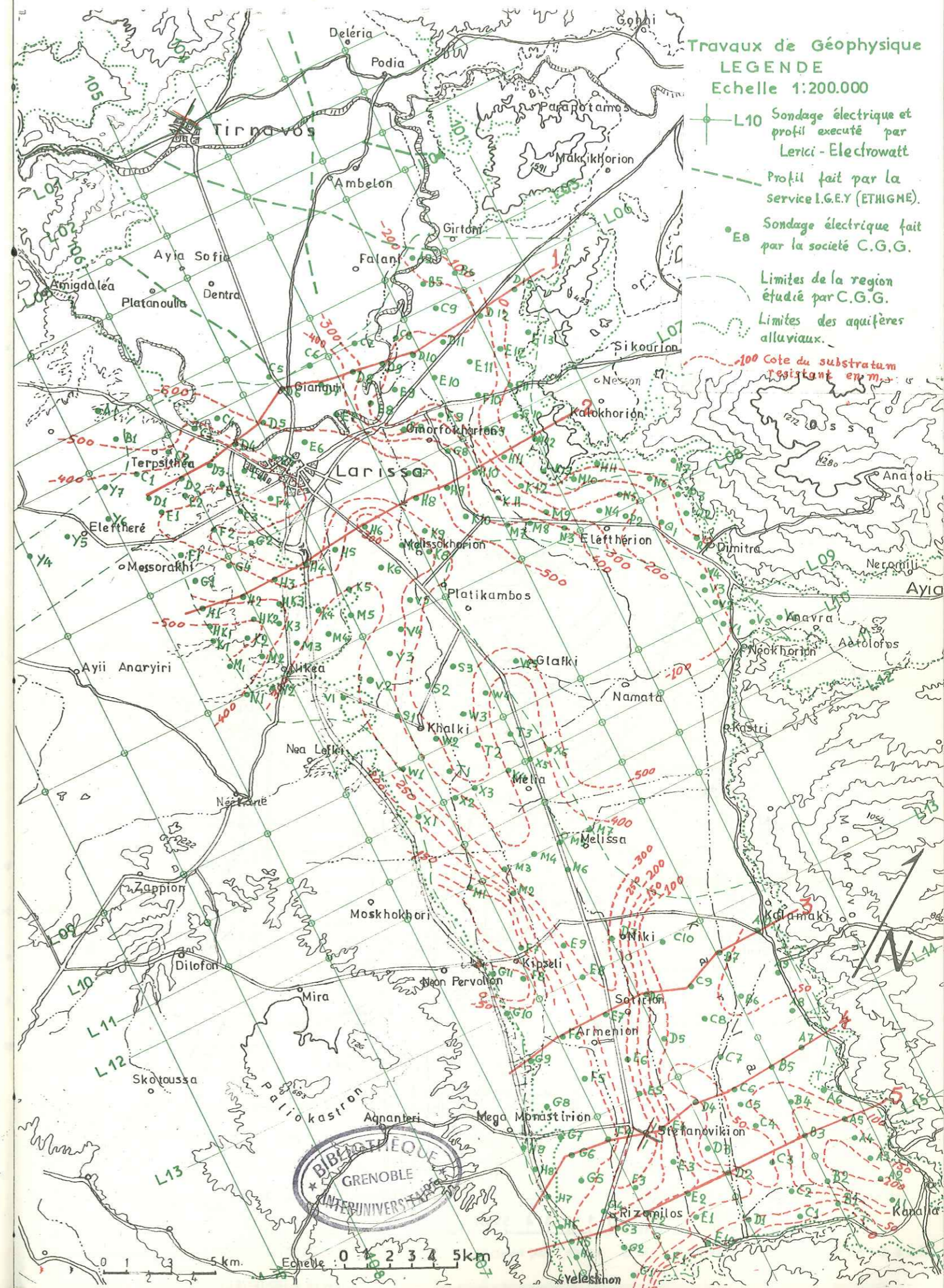
Dans la région de Larissa, l'étude géophysique nous a permis de connaître les variations de niveau du toit du substratum et sa nature:

- à l'W, il existe deux plages résistantes, correspondant probablement aux alluvions anciennes du Pinios. Le substratum consiste en cristallin (schistes).
- Au SE et au voisinage du village de Khalki, les résistivités apparentes sont un peu plus élevées parce que le recouvrement contient des passées graveleuses et sableuses. Le substratum est du cristallin.
- Au N, les résistivités apparentes sont très faibles, car le recouvrement est constitué essentiellement d'argiles avec des passées sableuses salées à leur partie supérieure. Le substratum est formé de schistes.
- Au NE de Larissa, au village d'Omorphokhorion, les résistivités apparentes sont plus élevées.

La région contient des passées sableuses ou graveleuses de faible épaisseur (mélange d'argile). Substratum cristallin ou ophiolitique.

Sur la carte de géophysique, on voit les courbes du toit du substratum résistant profond (voir carte n° 8).

On présente sur la figure n° 19 quelques coupes transversales de résistivité apparente obtenues d'après les sondages électriques et comparées avec les forages réalisés.



Carte de la Transmissivité
et rabattement spécifique

Echelle 1:200000. 0 1 2 4 km

- 2 Courbe d'égal valeur de la Transmissivité
(Transmissivité totale d'après les forages)
Valeur de la T: $\times 10^{-3} m^2$
- 1.5 Courbe d'égal valeur du rabattement spécifique
1.5 Valeur du R.S. $\times 10^{-3} m/m^2$

5. - PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES DES TERRAINS

L'étude des propriétés hydrodynamiques des nappes a premièrement été réalisée par les essais de pompage et aussi par les essais de débit, les essais d'eau, les essais à l'air-lift. Ainsi les résultats obtenus, présentés sur des cartes donnent une connaissance satisfaisante des nappes pour la construction des modèles.

5.1. - LA TRANSMISSIVITE

La transmissivité est une propriété qui caractérise les possibilités d'écoulement souterrain, elle a donc une valeur très importante. C'est une indication pour la quantité d'eau qu'on peut pomper dans une nappe.

La transmissivité a été mesurée et calculée avec des essais de débit et des pompages. Dans notre région, la transmissivité a été la propriété hydrodynamique la mieux étudiée grâce aux différents forages mécaniques réalisés spécialement pour cette raison.

5.1.1 - Essai de débit

Le but des essais de débit est de mesurer séparément la transmissivité ou d'autres propriétés hydrodynamiques d'un aquifère.

La méthode consiste à forer d'abord toute la série des nappes ou entièrement la nappe à étudier (voir fig. n° 20). Après on élargit le trou jusqu'au toit de l'aquifère à étudier, ou jusqu'à 1 à 3 m au-dessus du toit en diamètre voulu. On nettoie le trou jusqu'à la base de l'aquifère. Puis on pose le tubage provisoire (de diamètre 6, 8 ou 10 pouces) avec à sa base un cône d'étanchéité qui repose sur la réduction du trou, c'est-à-dire, au-dessus du toit de l'aquifère.

Au-dessous du cône il y a des tubes et crépines, par exemple de diamètre 4", d'une longueur de 6 à 10 mètres ou plus.

En surface, la tête est constituée d'une sortie d'eau horizontale et deux trous pour l'entrée de deux tubes auxiliaires de petit diamètre : 1 ou 2", destinés le premier à l'envoi de l'air comprimé, et le deuxième aux mesures du niveau dynamique de l'eau dans le forage.

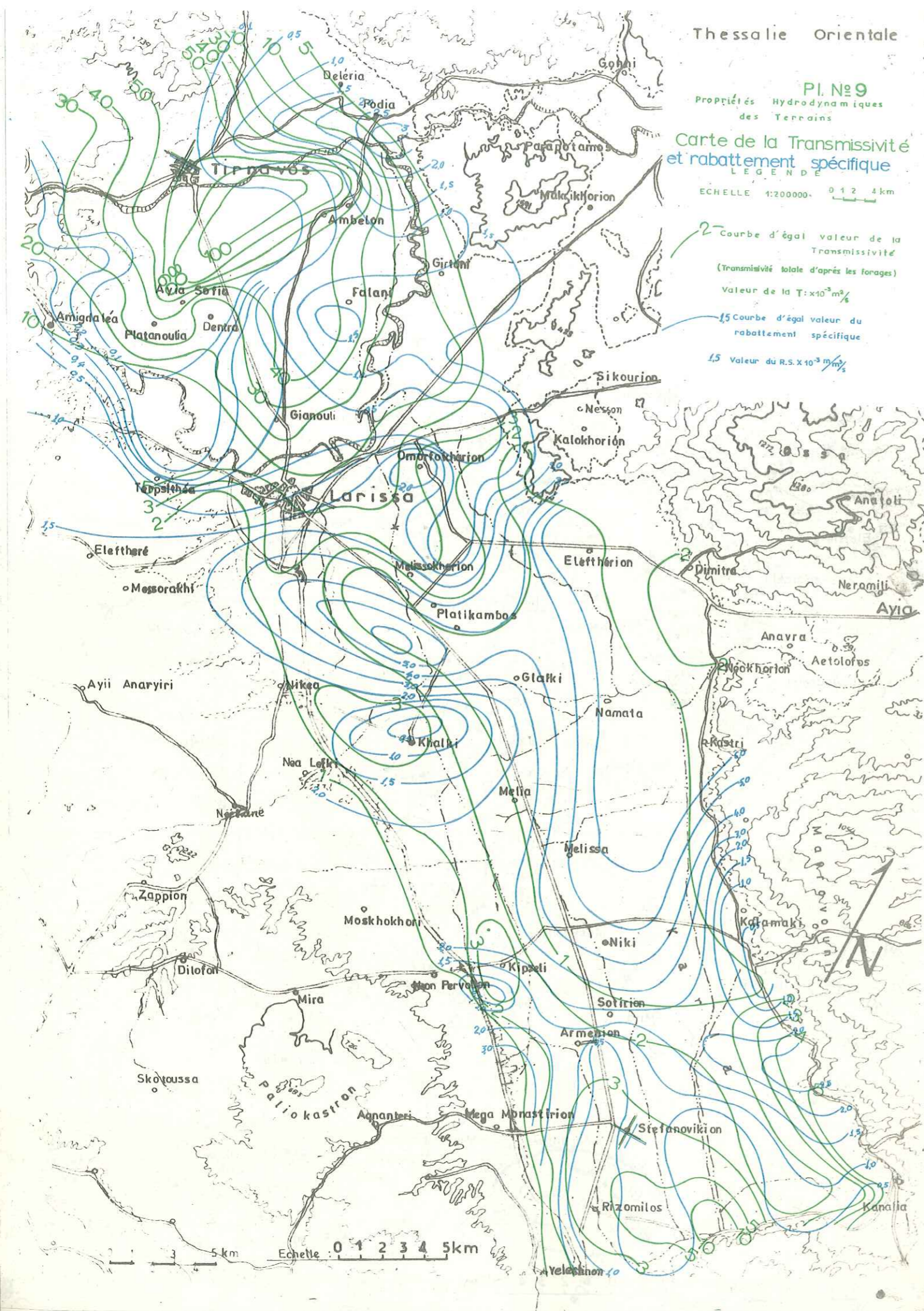
Il faut en outre disposer d'une sonde électrique pour les mesures du niveau et d'un dispositif de mesure du débit.

La profondeur du tube d'air qui dépend de la puissance du compresseur arrive jusqu'à 70 - 80 m. A la base de la colonne des tubes d'air, on visse la "clarinette". C'est un tube de même diamètre que les tubes d'air spécialement construit pour répartir l'air dans l'eau. La clarinette, longue d'un mètre, a une quinzaine d'entailles.

La diminution de pression de l'air oblige la sortie du mélange (air avec eau) par la tête.

On peut contrôler l'étanchéité du cône en mesurant le niveau de la boue à l'extérieur de la colonne des tubes.

Le procédé consiste à pomper l'eau seulement par envoi d'air. La durée de pompage était de 1 h à 3 h, ou très rarement 5 heures.



EXEMPLE D'ESSAI AIR-LIFT

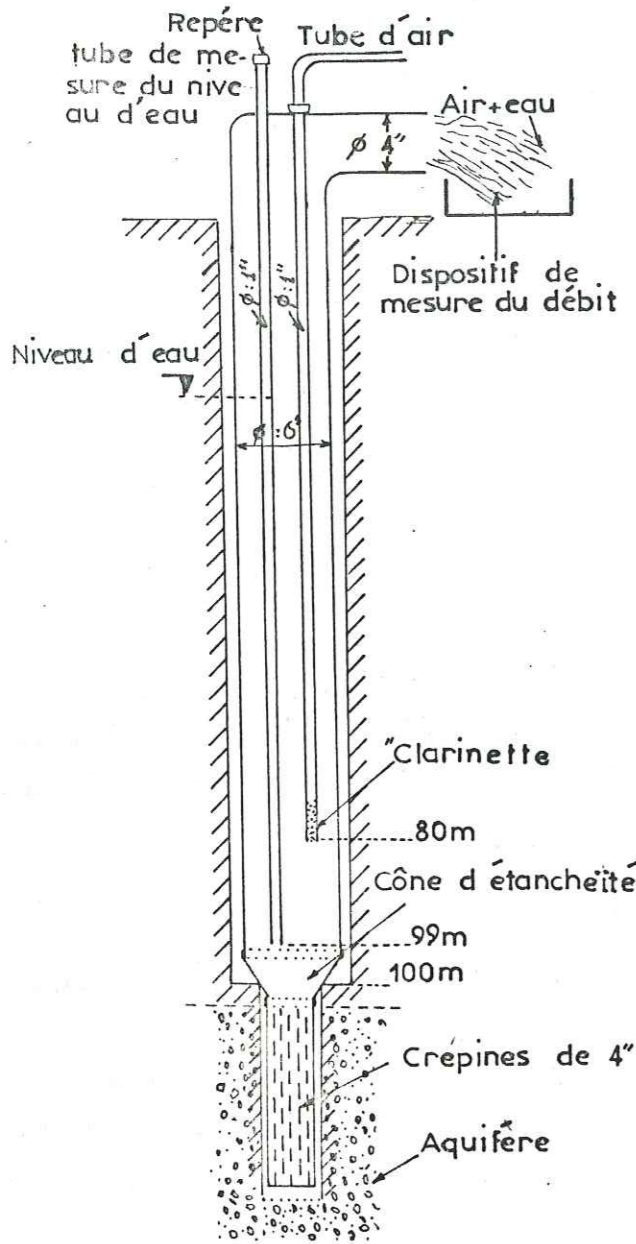
DANS UN AQUIFERE

(Essai d'eau)

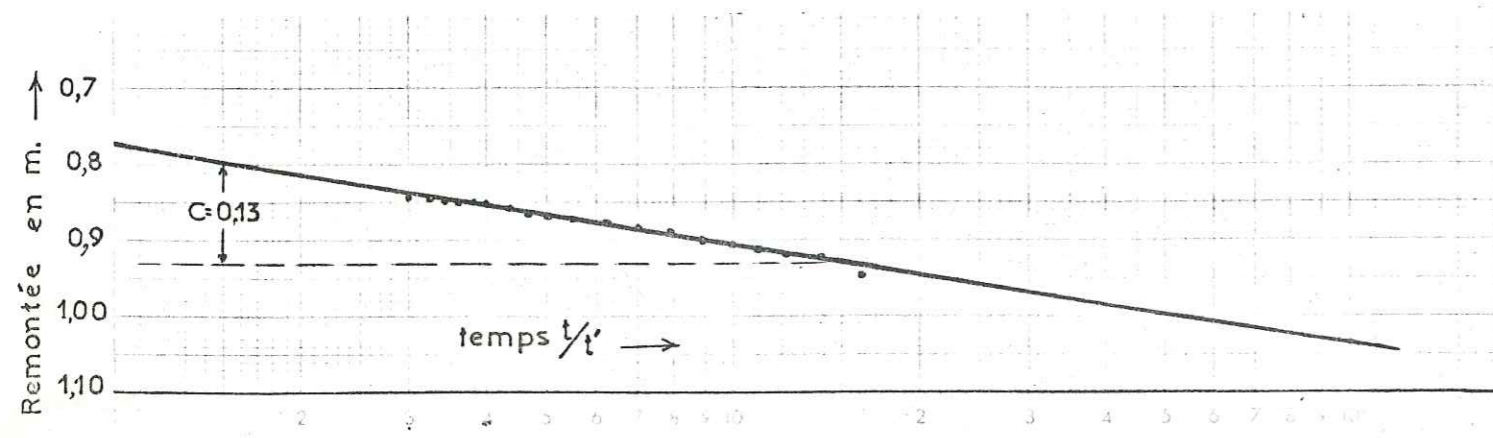
Debit : $Q = 5,4 \text{ m}^3/\text{h}$

Durée de pompage : 14h00 à 17h00 = 3h = t

Remontée du niveau d'eau



TEMPS t'	NIVEAU DYNAMIQUE N.D. en m	TEMPS t'	NIVEAU DYNAMIQUE N.D. en m
1'17"	36,00	9'35"	1,00
1'30"	34,00	12'00"	0,95
1'43"	32,00	14'00"	0,92
1'57"	30,00	16'00"	0,92
2'10"	28,00	18'00"	0,92
2'25"	26,00	23'00"	0,90
2'38"	24,00	26'00"	0,89
2'58"	22,00	30'00"	0,88
3'07"	20,00	35'00"	0,875
3'25"	18,00	40'00"	0,87
3'42"	16,00	45'00"	0,87
3'59"	14,00	50'00"	0,865
4'17"	12,00	56'00"	0,86
4'36"	10,00	60'00"	0,85
4'56"	8,00	65'00"	0,85
5'45"	6,00	70'00"	0,85
6'30"	2,00	75'00"	0,85
7'35"	1,60	80'00"	0,85
7'55"	1,40	85'00"	0,85
8'20"	1,20	90'00"	0,85



Calcul de la Transmissivité:
 Valeur de $Q = 5,4 \text{ m}^3/\text{h} = 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ et
 $C = 0,13 \text{ m}$.
 donc : $T = \frac{0,183 Q}{C}$
 $T = 2,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$

Les mesures de la remontée du niveau d'eau (niveau dynamique) dans le tube auxiliaire ont été faites pendant un temps au moins, égal ou au minimum équivalent à la moitié de la durée du pompage. Dans le cas présenté sur la figure n° 20, nous avons fait un essai à l'air-lift dans le forage SR 36 à une profondeur de 101 à 106 m. Le cône d'étanchéité était placé à la profondeur de 100 m. La colonne d'air était à 80 m et les tubes de mesure du niveau d'eau à 99 m. La durée de pompage était de 14 h à 17 h = 3 h, et la remontée du niveau dynamique a été mesurée pendant 1 h et 30'.

Le débit +Q à la sortie était de $5,4 \text{ m}^3/\text{h}$ ou $1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$.

Le calcul de la transmissivité a été fait après la détermination de C = rabattement ou remontée en mètres pour un cycle logarithmique, sur le diagramme semilogarithmique de Jacob :

$$Q = 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$$

$$C = 0,13 \text{ m}$$

et :

$$T = \frac{0,183 \cdot Q}{C} = \frac{0,183 \cdot 1,5 \cdot 10^{-3}}{0,13} =$$

$$T = 2,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

Le procédé était bien adapté au terrain et au matériel dont on disposait, ainsi le succès des essais a été bon. Sur le tableau suivant on cite les essais à l'air-lift exécutés dans les forages de reconnaissance avec la profondeur et l'épaisseur de l'aquifère, le débit pompé, le rabattement : Δ_s obtenu et la transmissivité calculée d'après l'essai d'eau.

Tous les essais dont nous donnerons les résultats ont été réalisés dans les divers niveaux du remplissage plioquaternaire (excepté le forage SR 63).

TABLEAU DES ESSAIS A L'AIR LIFT DANS LES FORAGES DE RECONNAISSANCE
DANS LES AQUIFERES ALLUVIAUX

N° de point d'eau	date	profondeur	épaisseur	Débit		Δs (en m)	transmissivité en m ² /s	N.S. sous le sol (m)
				l/s	m ³ /h			
S R 29	14-9-72	109-117		5		19	2,2.10 ⁻⁴	2,35
	16-9-72	48-53		11		7	1.10 ⁻³	8,5
S R 30	16-9-72	126-132		3,5		27	4,2.10 ⁻⁴	5,85
S R 31	10-9-72	92-97		6,3		29	2,8.10 ⁻⁴	--
S R 32	17-10-72	92-98		2,7		24	4.10 ⁻⁴	12,7
S R 33	19-9-72	62-67		4,7		--	2,5.10 ⁻⁴	4,46
	23-9-72	172-178		3,7		32	3.10 ⁻⁴	2,32
S R 34	23-10-72	130-136		6		44	---	--
	27-10-72	174-180		10		35	6--	--
S R 35	5-9-72	40-45		1,7		20	4,5.10 ⁻⁴	+0,56
S R 36	4-10-72	100-105		1,5		49	2,1.10 ⁻³	+2,52
S R 37	8-11-72	84-95		1,2			1,2.10 ⁻⁴	+4,55
	16-11-72	162-166		2		50	5,6.10 ⁻⁴	+1,85
S R 43	3-6-73	79-96		1,8	6,6	21	9.10 ⁻³	28,2
	5-6-73	105-115		1,8	6,6	34	5.10 ⁻³	26,4
S R 58	4-8-73	86-91		5,7	20,7	23	6,5.10 ⁻³	16,2
S R 60	9-8-72	129-134		1,4	4,9	43	5.10 ⁻⁴	+0,15
	13-8-73	191-196		6,8	24,5	43	2,1.10 ⁻³	+2,9
S R 61	6-10-73	77-86		7,8	28,3	6	2.10 ⁻³	36,3
	10-10-73	125-130		-	0,5	40	----	--
	14-10-73	182-193		4,4	15,8	35	6,7.10 ⁻⁴	36,5
S R 63	31-8-73	66-75		10	35	18	1,6.10 ⁻³	22,2
	2-9-73	96-105		5,6	20	12	5,2.10 ⁻⁴	41,45
S R 64	16-8-73	57-63		6,9	25	16	1,6.10 ⁻³	4,3
	23-8-73	149-156		4	14,4	39	6,10 ⁻⁴ & 3,10 ⁻⁵	3,8
S R 65	29-10-73	73-78		6,9	12	12	5.10 ⁻⁴	19,25
	1-11-73	80-150		4,8		12	4,3.10 ⁻⁴	19,1
S R 66	19-9-73	100-105			2,7	45	4,4.10 ⁻⁵	1,6
	24-9-73	139-145			1,1	70	3.10 ⁻⁵	1,95
S R 68	30-11-73	30-43			0,5	12	très faible	18,7
S R 70	14-11-73	35-40			1,2	25,6	2.10 ⁻⁴	2,7
S R 73	1-11-73	70-75		9,3	34,4	17	3,8.10 ⁻³	6,06
S R 74	4-10-73	31-36		2	7,2	19	1,8.10 ⁻³	9,7
	6-10-73	80-75		1,1	3,9	53,5	2,7.10 ⁻³	9,6
S R 77	10-12-73	83-88		8,9	32	27	5,4.10 ⁻⁴	7
S R 78	7-1-74	70-75		7,9	28,5	23	8,5.10 ⁻⁴	+1,3
S R 79	31-10-73	115-124		9,5	34	21	2,4-5,8.10 ⁻³	1,1
	4-11-73	157-175		10,5	37,8	13,5	3,1.10 ⁻³	2,6
S R 82	9-11-73	143-148			18,6		1,2.10 ⁻³	
S R 83	3-3-74	177-182			7	20	1,6.10 ⁻⁴	30,7
S R 93	6-2-74	62-67		3,2	20	34	5,6.10 ⁻⁴	8,25
	13-2-74	112-117			53	17	4,9.10 ⁻³	8,05
S R 95	6-3-74	100-104			30	41	3.10 ⁻⁴	6,3
P Z 7	12-10-72	83-89		2		37	2.10 ⁻⁴	+2,3
P Z 14	5-5-73	169-175			10,3	17	5,5.10 ⁻⁵	7,5

5.1.2 - Essai de pompage

Le développement à l'air-lift et à la pompe a été fait après la fin de l'équipement d'un forage.

L'essai de pompage en deux stades a été réalisé après le développement.

- Essai de pompage par palier et
- Essai de pompage à débit constant.

L'essai par palier a été fait en trois paliers de débit enchainés et successifs ou avec arrêt du pompage et retour au niveau statique pour chaque palier.

Le temps de pompage pour chaque palier était de 2 h ainsi que la remontée intermédiaire. L'essai à débit constant a été fait au deuxième stade avec une durée de 12 h à 24 heures. La durée de 12 heures était prévue pour les forages à petit débit jusqu'à 100 m³/h, la durée de 18 heures pour les forages de débit Q = 200 m³/h et la durée de 24 heures pour les forages de Q = 300 m³/h ou plus.

Les mesures du niveau d'eau étaient faites avec une sonde électrique et celles de débit avec des tubes de Pitot bien étalonnés, avec des cuves et chronomètres et des compteurs d'eau pour des tubes 8", 6" et 4". La précision des mesures était suffisamment bonne.

Après le dépouillement des documents de mesure par la méthode approximative de Jacob avec la courbe Δs = f(t) du rabattement en fonction du temps sur papier semilogarithmique nous avons tiré les valeurs de la transmissivité T pour chaque forage pompé.

Sur les pages suivantes on trouve dix (10) cas de courbes de Jacob correspondant à l'interprétation de la remontée (voir figures 21-1, 21-2, 21-3, 21-4, 21-5, 21-6, 21-7, 21-8, 21-9, 21-10).

- SR 29 : il y a deux valeurs de la transmissivité bien rapprochées.
- SR 31 : exemple caractéristique où tous les points d'observation se trouvent sur une droite.
- SR 32 : on voit deux valeurs de la transmissivité, bien distinctes, l'une correspondant à la T, près du forage, l'autre à la T dans une zone plus éloignée.
- SR 33 : les points d'observation s'éloignent de la droite au début de la remontée, la ligne est en réalité une courbe, la transmissivité diminue quand on s'éloigne du forage.
- SR 35 : les points d'observation se trouvent sur la droite.
- SR 36 : les points d'observation s'éloignent de la droite et quand on s'éloigne du forage, la T diminue (les forages SR 33 et SR 37 sont artésiens).
- SR 37 : même cas que les forages artésiens SR 33 et SR 36.
- SR 58 : deux valeurs de la transmissivité bien distinctes.
- SR 61 : Plusieurs valeurs de la Transmissivité.
- LB 199 : la transmissivité augmente quand on s'éloigne du forage.

D'après l'épaisseur b de l'aquifère on peut trouver le coefficient de perméabilité du terrain K (Darcy) cité dans les exemples précédents.

Dans les tableaux suivants, on cite les valeurs de la transmissivité des forages, calculées d'après les mesures de l'abaissement et de la remontée. A l'abaissement, la première partie de la courbe caractérise la zone située près du forage de la deuxième partie de la courbe caractérise la zone située à plus grande distance du forage. C'est le contraire à la remontée.

La transmissivité totale a été utilisée pour évaluer la capacité des aquifères, pour tracer la carte de la

Fig. N° 21(c)

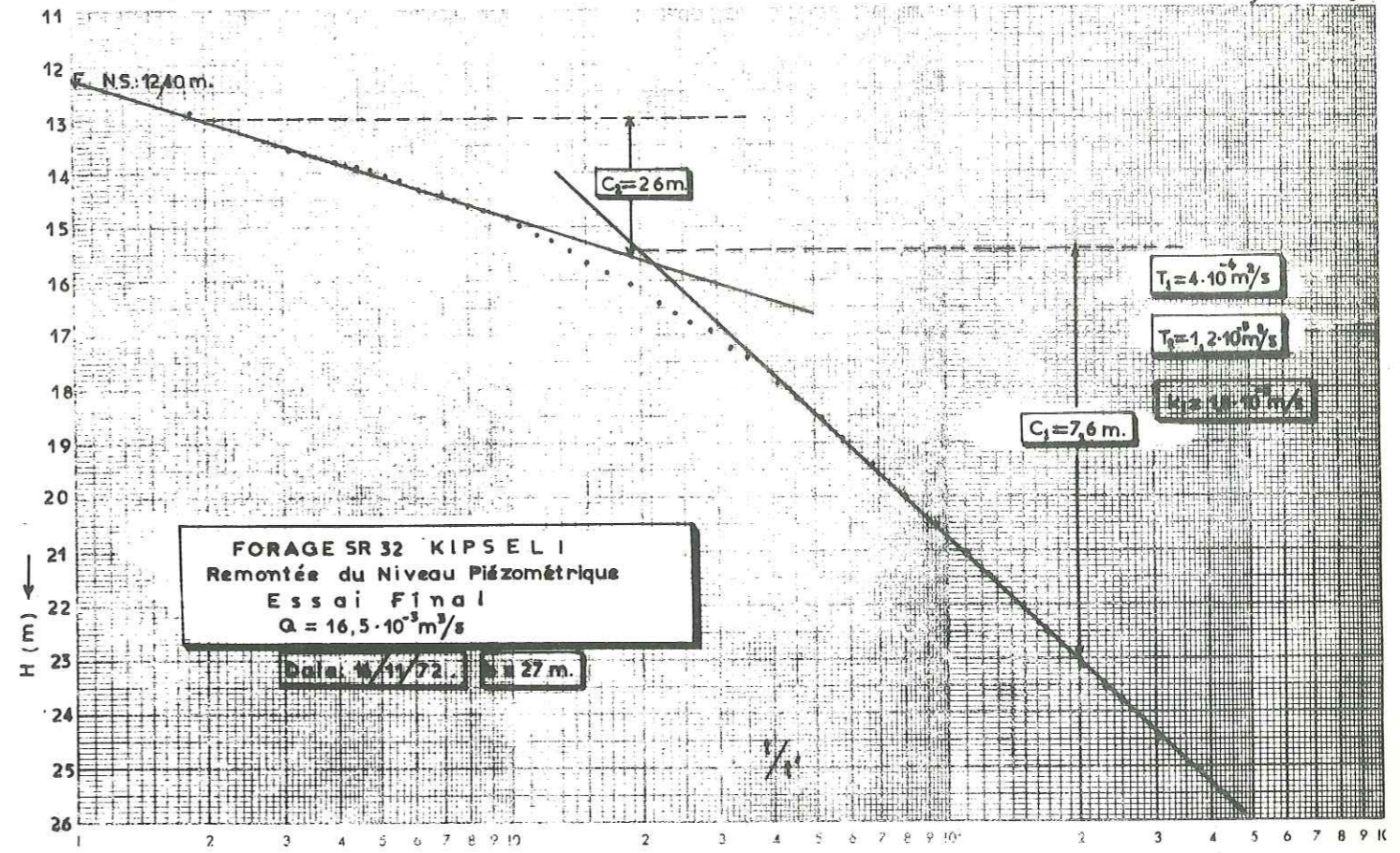


Fig. N° 21(a)

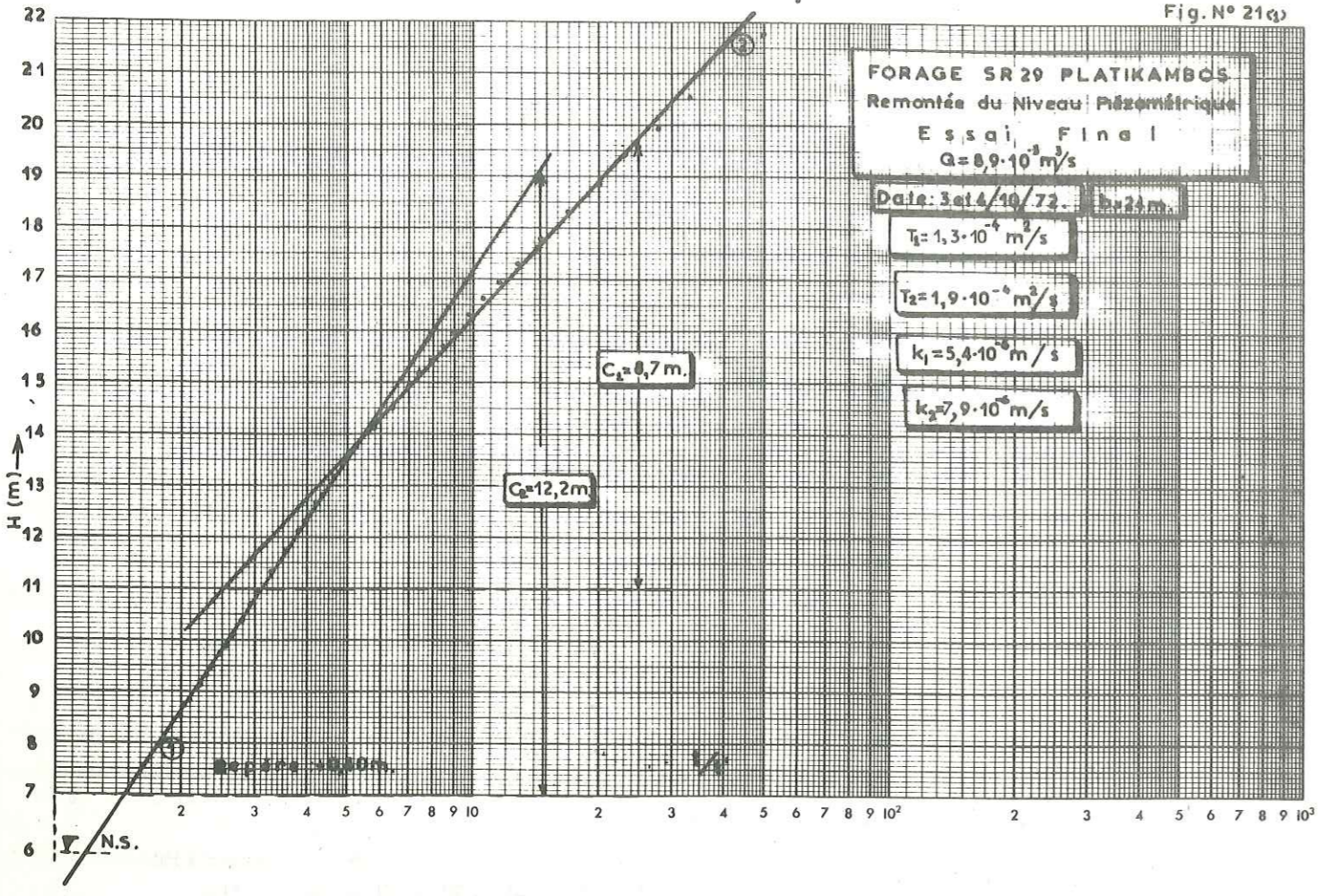


Fig. N° 21(c)

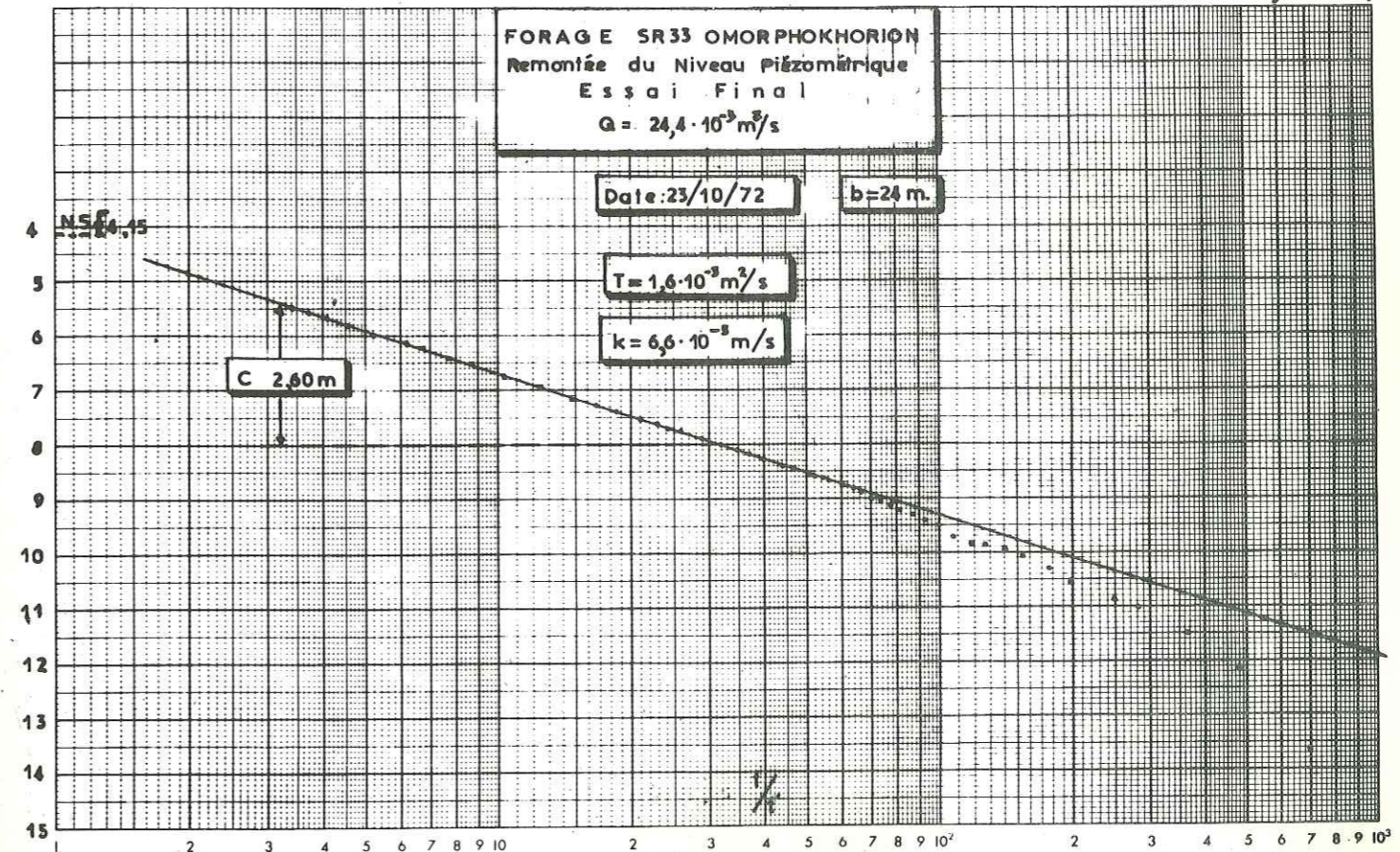


Fig. N° 21(e)

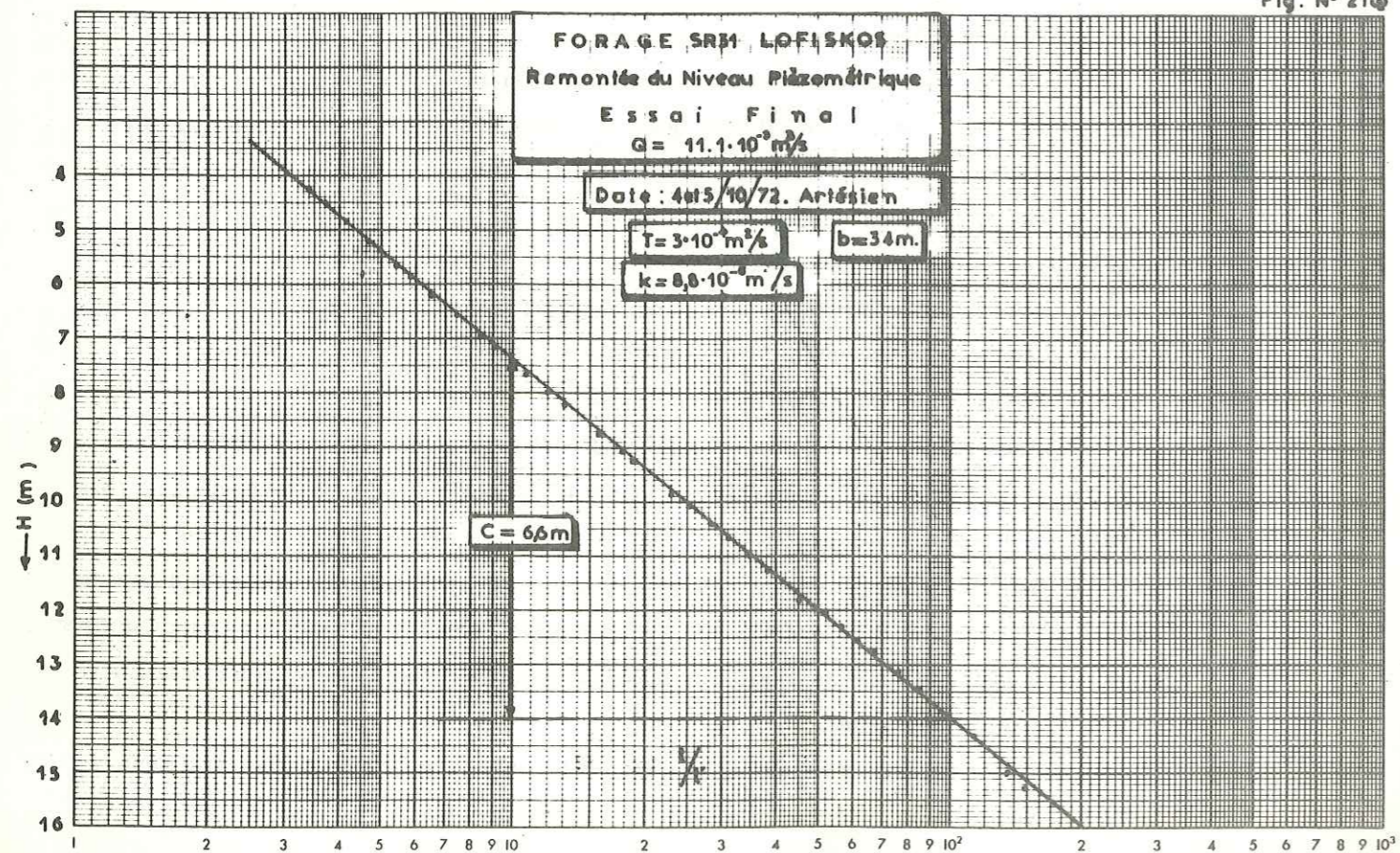


Fig. N° 21(c)

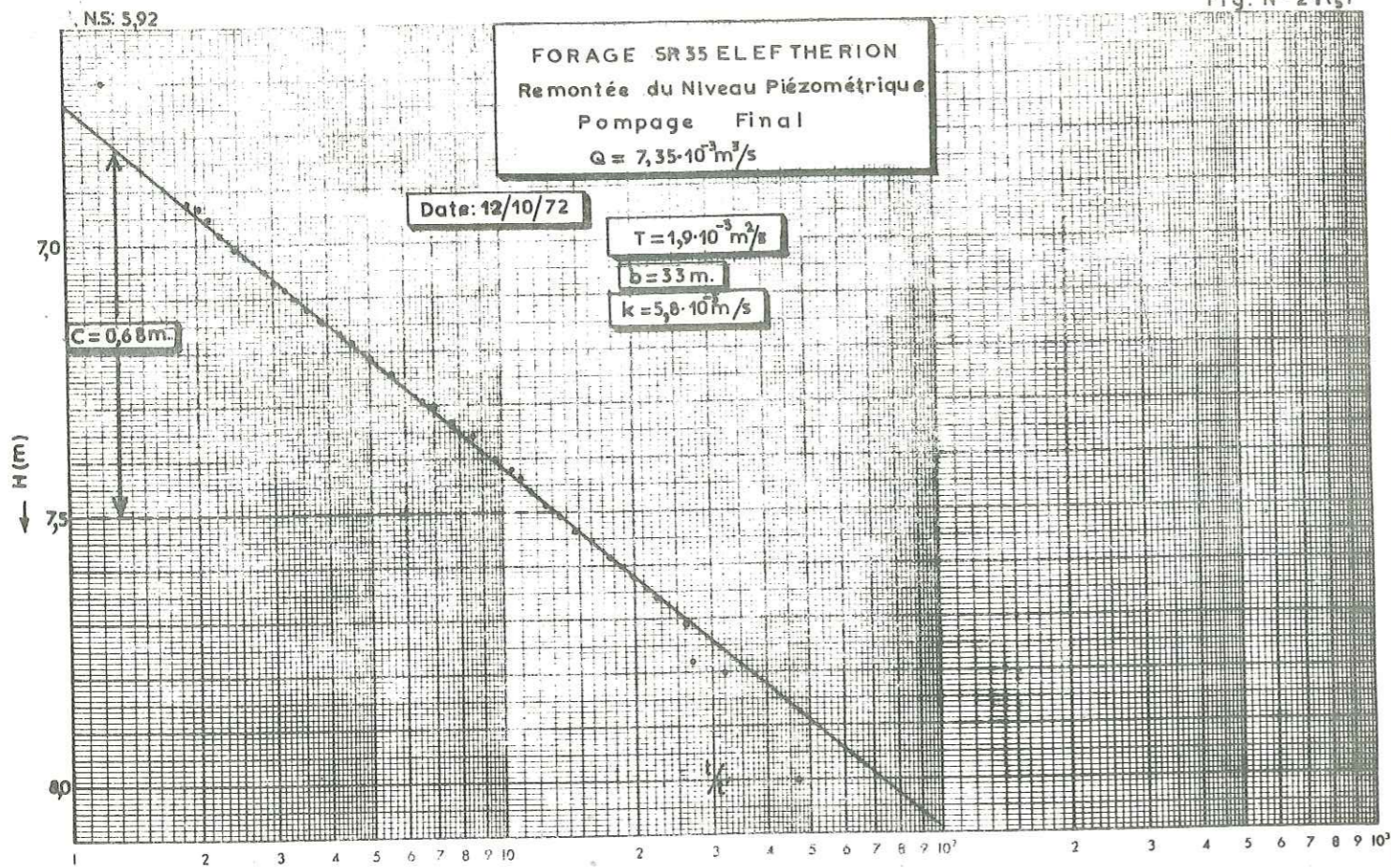


Fig. N° 21(d)

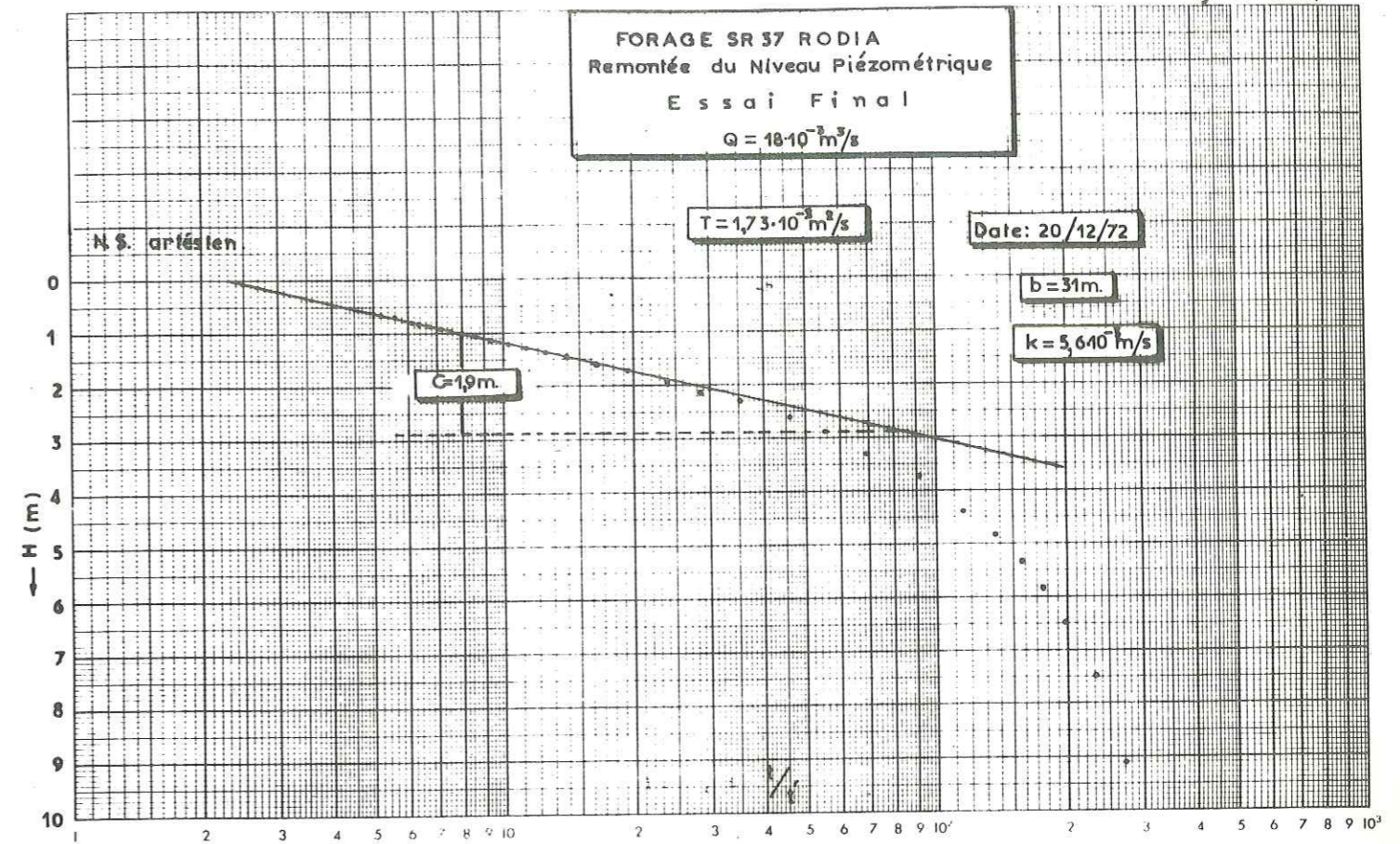


Fig. N° 21(e)

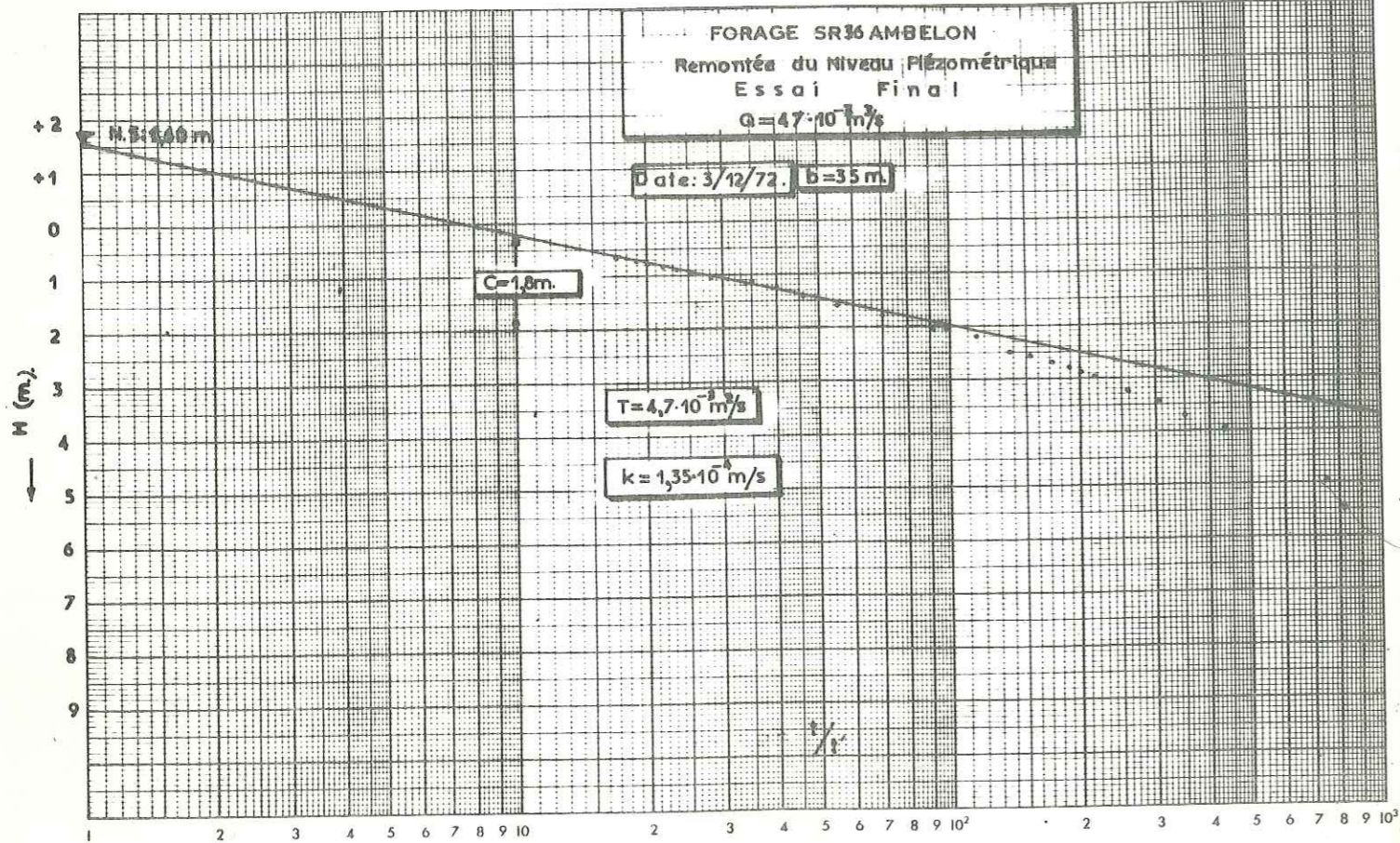


Fig. N° 21(f)

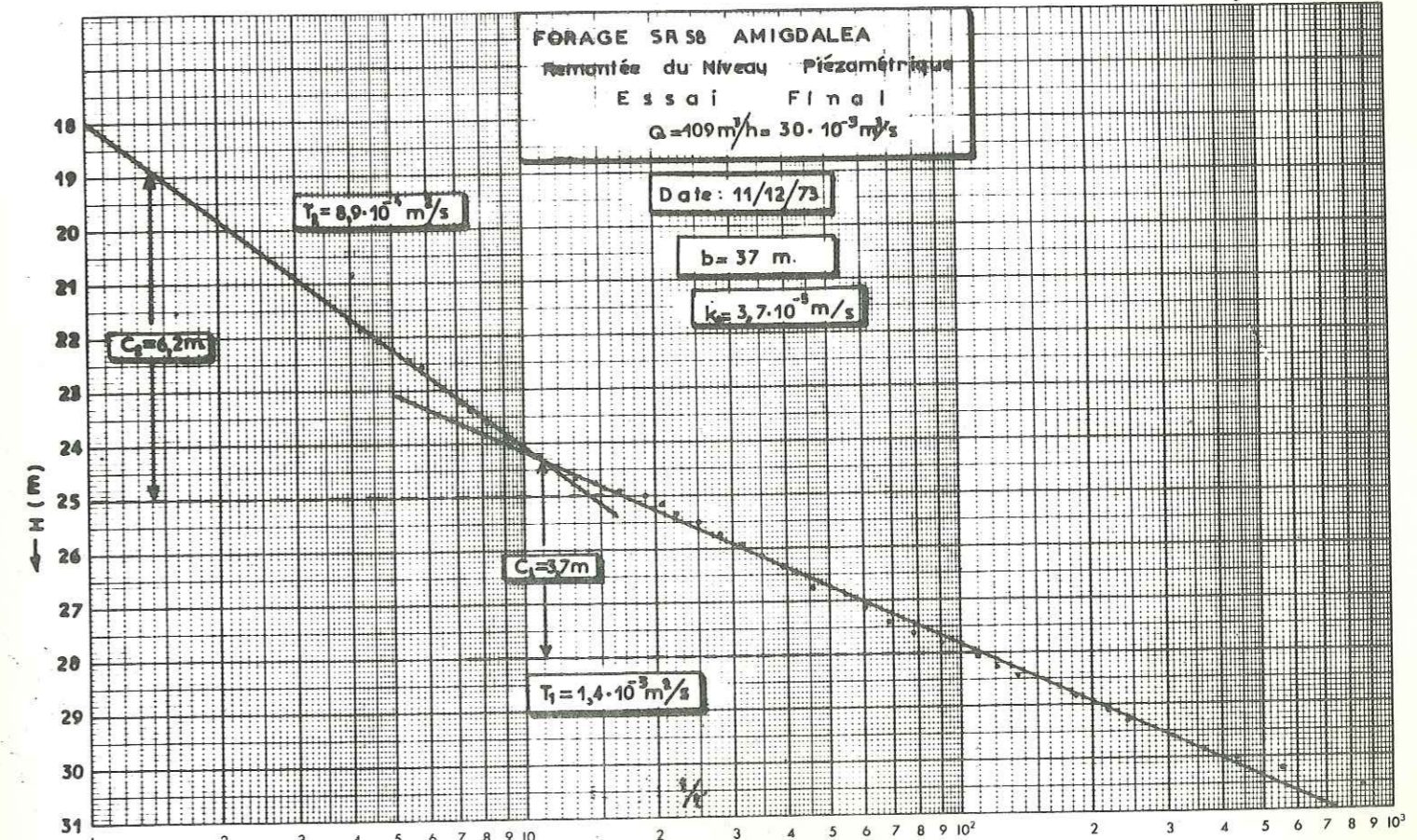
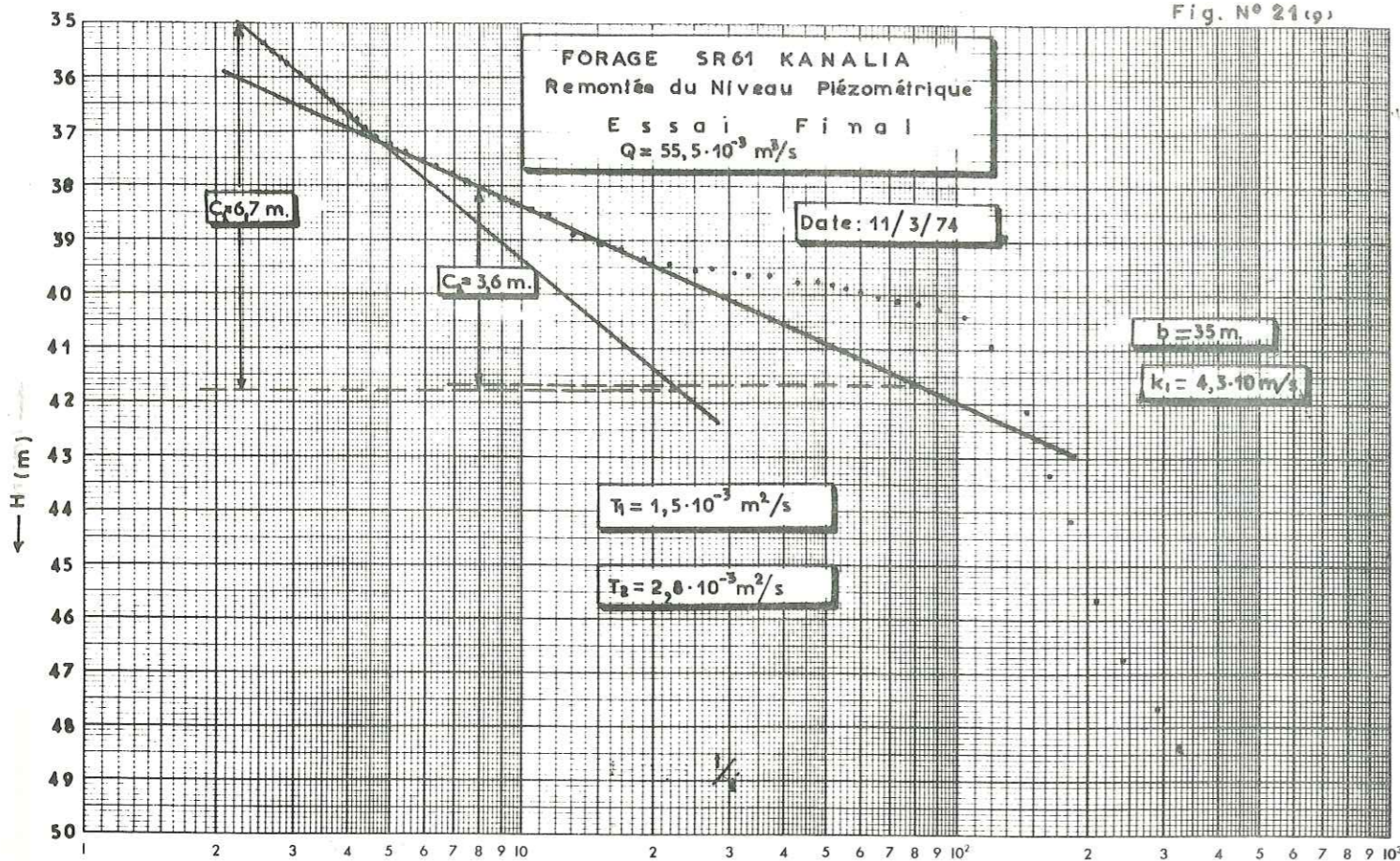


Fig. N° 21 (9)



transmissivité, et pour faire des modèles hydrogéologiques.

La carte montre d'abord une zone de très grande transmissivité des alluvions dans la région de Tirnavos-Ambelon. Elle atteint ici $2,5 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$. A la bordure N elle diminue (valeur $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$).

Dans la région d'Omorphokhorion elle est de $1,0 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ (voir carte n° 9).

La transmissivité est petite ($10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ dans la région de Karla, ainsi qu'aux limites W de Karla. Mais plus à l'W la transmissivité augmente quand on s'approche de la bordure SW ($2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$).

Au bord SW, il y a la région de Khalki où la transmissivité atteint $5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Au Sud de la plaine, dans les régions de Stefanovikion et Rizomilos, elle arrive à $4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$.

Les calcaires et marbres de la région de Tirnavos ont une transmissivité de l'ordre de $5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ ainsi que les calcaires des régions Kanalia et Rizomilos (voir annexe tableau des valeurs de la transmissivité).

5.1.3 - Coefficient d'emmagasinement S

Sauf dans les cas où on a des nappes de surface libre, pour mesurer le coefficient d'emmagasinement, il faut faire des essais de pompage de grande durée.

On sait que pour les nappes captives la formule $S = \frac{2,25 T t^0}{r^2}$, n'est pas valable, car la compressibilité du terrain intervient dans le coefficient d'emmagasinement S. D'ailleurs, la durée des essais de pompage n'était pas très grande (24 h au maximum) et les valeurs du S, que nous avons trouvées n'étaient pas représentatives du terrain.

Les différentes mesures faites dans les alluvions et dans les piézomètres, autour des points d'eau suivants, ont donné des valeurs du coefficient d'emmagasinement ci-dessous :

Forage : SR 39, le coef. S = $1,6 \cdot 10^{-2}$ et $t_0 = 11$ à 16 mn.

Forage : LB 90, le coef. S = $5,2 \cdot 10^{-4}$ (valeur trop petite).

Les valeurs sont petites par rapport aux valeurs réelles qui ont été utilisées pour les modèles.

Les valeurs réelles de S ont été trouvées par réglage du modèle mathématique.

5.1.4 - Rayon d'influence des puits

Dans les nappes libres il est bon de tenir compte du rayon d'influence pour la construction de puits ; mais dans les nappes captives, le rayon d'influence est très grand.

Le rayon d'action est le périmètre du cône de rabattement et de l'alimentation immédiate du puits.

La formule utilisable et valable dans les domaines de validité de la loi Dupuit est $r = 1,5 \sqrt{\frac{Tt}{S}}$

Le rayon d'action varie dans les régions d'étude. On peut indiquer un rayon dans la région de Tirnavos où la nappe est à surface libre, ainsi nous avons :

$T = 2 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$: valeur de T utilisée dans le modèle mathématique.

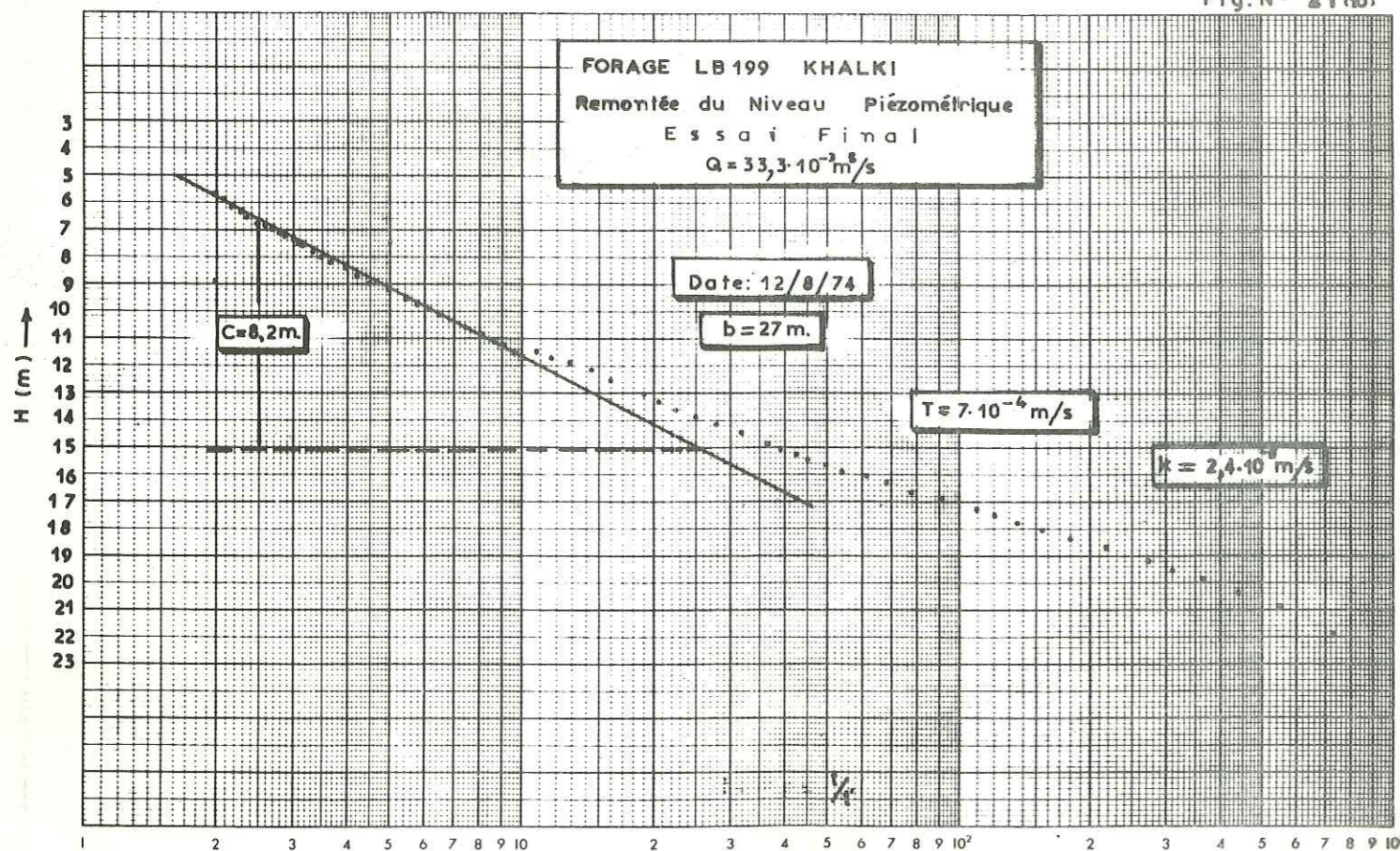
$t = 1000 \text{ s}$: d'après l'essai de pompage sur le forage SR 39

$S = 8\%$ ou $0,08$, valeur d'après le réglage du modèle mathématique :

$$r = 1,5 \sqrt{\frac{2 \cdot 10^{-1} \cdot 10^3}{0,08}} = 1,5 \sqrt{\frac{200}{0,08}} = 1,5 \sqrt{2500} = 75 \text{ m}$$

En réalité le rayon d'action est plus grand, car on n'a pas un écoulement tout à fait libre ; il existe toujours une couche moins perméable et la vitesse d'entrée de l'eau dans le puits est grande.

Fig. N° 21 (10)



5.2. - REPRESENTATION GRAPHIQUE DES PROPRIETES DES NAPPES

La représentation graphique des propriétés des nappes se fait sur les cartes piézométriques par les courbes hydroisohypses (isopièzes) aux différentes saisons à basses eaux, moyennes eaux et hautes eaux.

Les propriétés hydrodynamiques : débit, gradient hydraulique, transmissivité, perméabilité, coefficient d'emmagasinement, la profondeur des aquifères, épaisseur des aquifères, battement des nappes et cotes du substratum sont données à connaître pour évaluer les possibilités d'exploitation des nappes.

5.2.1. - Cartes piézométriques

Les cartes piézométriques ont été établies pour fournir des renseignements sur l'écoulement et l'alimentation des nappes, pour l'exécution des modèles ainsi que pour l'exploitation des eaux souterraines, en tenant compte d'autres facteurs.

Les mesures périodiques du niveau piézométrique de la nappe phréatique et des nappes profondes et le nivellement topographique des points d'eau de la plaine orientale, nous ont permis d'établir les cartes piézométriques.

- Mesures périodiques du niveau piézométrique

Les mesures périodiques du niveau piézométrique ont été faites systématiquement. Les points d'eau ont été mesurés chaque semaine ou chaque 10 jours depuis mai 1972, pendant une durée de deux ans et les observations se poursuivent chaque 15 jours.

Un réseau de 140 points d'eau a été choisi et les points sont répartis dans toute la plaine.

D'autres mesures ont été faites dans 120 à 130 points d'eau. Le niveau piézométrique a été mesuré tous les 4 mois pendant des époques de hautes eaux, moyennes eaux et basses eaux, pour obtenir un état des nappes dans quatre époques intéressantes de l'année.

La difficulté était que quelques points de mesures étaient pompés pendant l'été, mais c'était inévitable, car presque tous les points d'eau privés sont équipés d'une pompe.

Parmi les points des mesures, il y avait un grand nombre de piézomètres ou forages de reconnaissance exécutés au cours du programme.

Nous avons fait deux cartes piézométriques (voir planches n° 10 et 11) correspondant aux basses eaux et aux hautes eaux.

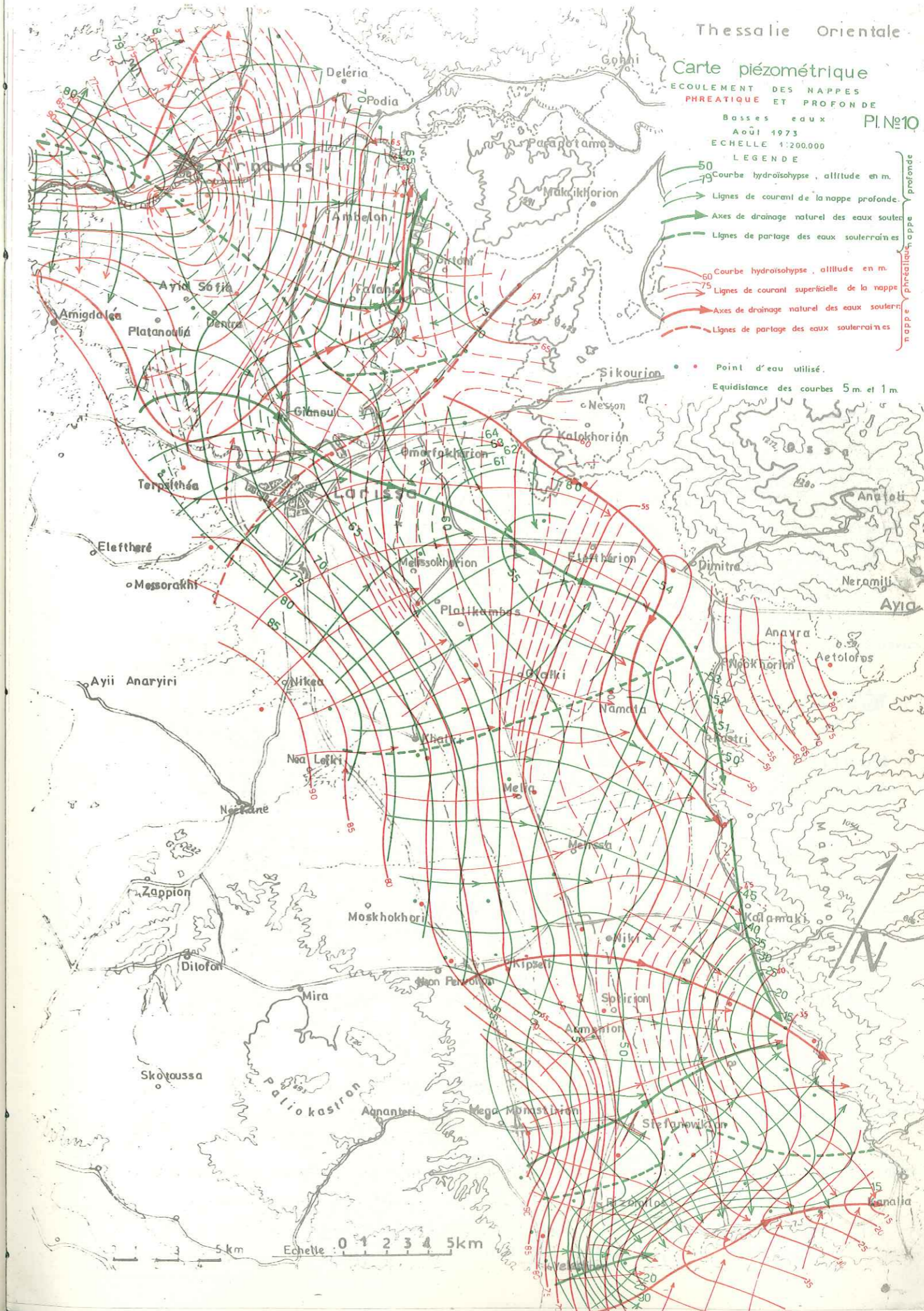
Nous avons distingué les nappes phréatiques et profondes parce que le comportement de ces nappes est très différent.

5.2.2. - Cartes piézométriques correspondant aux basses eaux (août 1973)

Nous avons tracé une carte pour la nappe phréatique - couleur rouge - et une carte pour la nappe profonde - couleur bleue -.

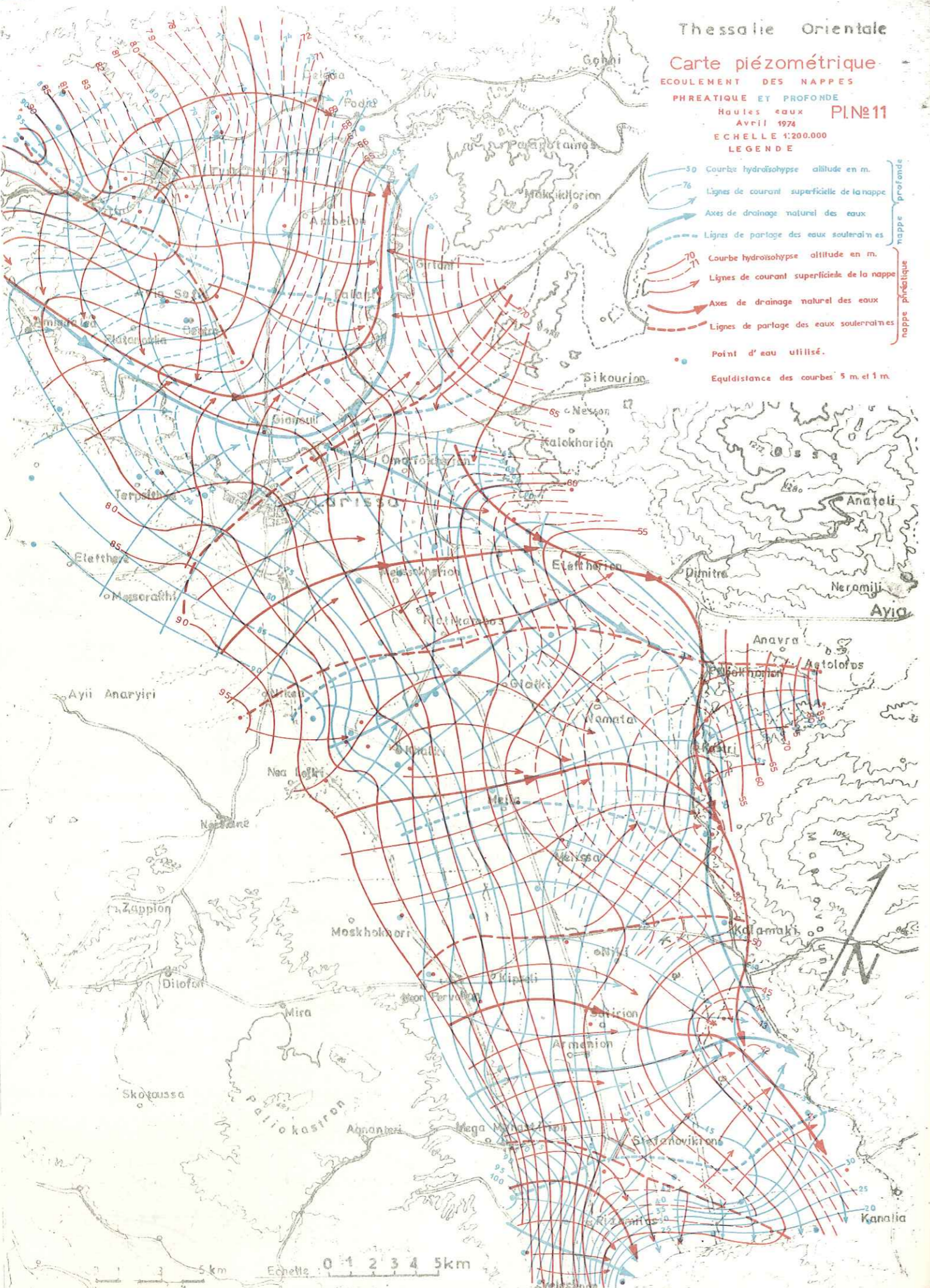
Les deux cartes et la planche n° 10 ont été établies à partir du niveau piézométrique des points d'eau qui ont été mesurés du 5 au 15 août 1973, dans un intervalle de temps assez court et après la fin des pompages agricoles, pour éliminer l'effet de l'exploitation possibles d'un point sur l'autre.

Le tracé des isopièzes donne le comportement des deux nappes et permet de distinguer plusieurs zones



Thessalie Orientale

Carte piézométrique
 ECOULEMENT DES NAPPES
 PHREATIQUE ET PROFONDE
 Hautes eaux
 Avril 1974
 ECHELLE 1:200.000
 LEGENDE
 P.L. n° 11



individualisées, la réaction d'une zone sur l'autre, l'alimentation de la nappe profonde par la nappe phréatique ou l'inverse, ainsi que la résurgence d'eau et l'écoulement superficiel dans les zones artésiennes.

Les cartes ont permis aussi de préciser les axes des écoulements souterrains, l'alimentation et l'exutoire des nappes - le gradient hydraulique (les maximums et les minimums) - dans chaque région, la convergence et la divergence des lignes de courant, les zones convexes et concaves de la surface piézométrique.

On a donc l'image des nappes en basses eaux.

Par la suite, ces cartes permettent d'étudier l'évolution de la surface piézométrique des nappes, de faire les cartes de la classification hydromorphologique et de préciser les régions (points) les plus favorables pour le captage des nappes.

Pour le captage on examinera aussi d'autres propriétés caractéristiques des nappes.

Ainsi, sur la carte n° 10, les courbes hydroisohypses (isopièzes) de la nappe phréatique suivent en général la surface du sol.

Spécialement pour la région de Tirnavos, la carte montre les échanges d'eau entre le Titarissios et les nappes des calcaires et des alluvions.

L'eau du Titarissios, avant son débouché dans la plaine, traverse des terrasses alluviales et alimente les calcaires de la région de Damassi sur les deux côtés.

Après le débouché dans la plaine le Titarissios alimente une nappe phréatique (peu profonde) suspendue. Par la suite une partie de l'eau s'infiltré dans la nappe profonde toujours dans les sédiments grossiers du cône de Titarissios et une partie de l'eau alimente les calcaires de la région, aussi à travers des alluvions.

L'eau se dirige vers l'Est, après Tirnavos, et les lignes de courant s'ouvrent en éventail jusqu'au lit du Pinios.

Un grand axe de drainage des eaux souterraines suit parallèlement le Pinios à l'Ouest. A l'Est et le long de l'autoroute de Larissa, une ligne de partage des eaux divise l'écoulement en deux parties. A l'Est de la ligne de partage, un autre axe de drainage se dirige vers Karla, sa direction est NW → SE. L'eau s'évacue vers la mer à travers les marbres.

Ce drainage porte sur les eaux des collines au S de Larissa et au SW de Kipseli-Armenion.

L'écoulement souterrain de la nappe profonde est presque le même dans la région de Tirnavos et dans celle de Larissa. La ligne de partage des eaux est déplacée vers l'Est et passe par Platicambos-Khalki.

Dans la région de Karla, il y a un axe de drainage de direction S-N et une autre ligne de partage des eaux de même direction qui passe par Rizomilos. Ici l'eau se déverse au-dessus d'un seuil, et puis s'écoule vers la mer.

5.2.1.2 - Cartes piézométriques des hautes eaux (avril 1974, carte n° 11).

Deux cartes ont été tracées, une pour la nappe phréatique - couleur rouge - et une autre pour la nappe profonde - couleur bleue -

Ces cartes ont été faites à partir du niveau piézométrique des points d'eau mesurés pendant la première quinzaine du mois d'avril 1974.

Le tracé de ces isopièzes donne la forme de la surface piézométrique des deux nappes pendant les hautes eaux.

Les cartes ont permis de préciser les lignes d'écoulements souterrains ainsi que l'alimentation et l'exutoires au printemps, quand le niveau des nappes est haut.

On remarque que le gradient hydraulique est plus élevé qu'en période de basses eaux.

Dans la région de Tirnavos, les calcaires ne sont plus alimentés par des alluvions, mais c'est le contraire. Les lignes d'écoulement sont en éventail et se dirigent vers l'Est.

L'axe de drainage de la nappe phréatique est le même qu'en août 1973 aux basses eaux. Il en est de même de la ligne de partage des eaux souterraines qui passe par la route nationale de Larissa en direction S-N

Plus à l'Est, il y a un grand axe de drainage dans la région de Karla, de direction NW-SE. Il reçoit d'autre part trois axes de drainage secondaires provenant du bord des collines SW.

Pour la nappe profonde on remarque une ligne de partage des eaux dans la région de Tirnavos, car l'alimentation du Titarissios est très grande et change la forme des lignes d'écoulement. Plus à l'Est, l'axe de drainage se déplace vers le lit de la rivière "Pinios". La ligne de partage de Larissa devient moins visible, tandis que plus à l'Est l'axe de drainage de Karla devient plus visible et reçoit, comme pour la nappe phréatique l'eau de trois axes secondaires provenant du bord des collines SW.

Le seuil, au-dessus duquel les eaux se déversent dans la région de Rizomilos-Kanalia, se remarque bien et la pente hydraulique de la surface piézométrique est très grande.

5.2.2. - Gradient hydraulique (horizontal) et différence de la charge verticale des nappes (carte n° 12).

Les cartes piézométriques faites pourront donner le gradient hydraulique (horizontal) i de la surface piézométrique (voir planche n° 12).

La carte présente cinq zones avec des courbes isoclines de la surface piézométrique de la nappe profonde :

- zone de gradient hydraulique inférieur à 1/1000 ;
- zone " " compris de 1 à 2/1000 ;
- zone " " " de 2 à 5/1000 ;
- zone " " " de 5 à 10/1000 ;
- zone " " supérieur à 10/1000.

La carte a été dessinée à partir des mesures faites en période de basses eaux en août 1973.

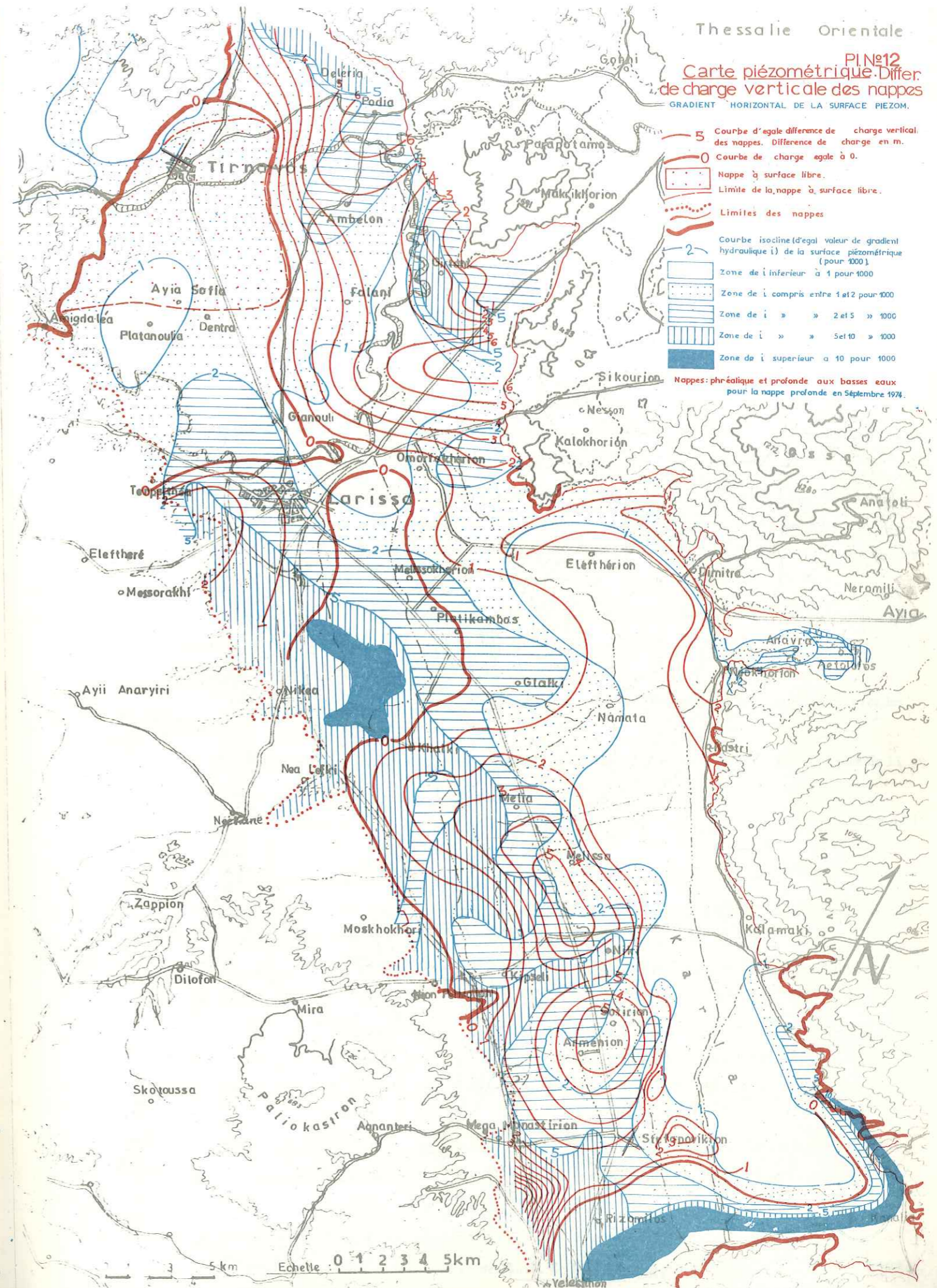
Le minimum du gradient hydraulique inférieur à 1 ‰ se trouve dans la région de Karla, Eleftherion, Omorphokhorion et Platanoulia.

Les zones du gradient hydraulique de 5 à 10/1000 se trouvent aux bords de la plaine, dans la région de Déléria, Girtoni, Nikéa, Khalki, Kipseli, Néon-pervoli, Niki, Méga-Monastiri et Rizomilos.

Les zones des maximums du gradient supérieur à 10/1000 se trouvent entre Nikéa et Khalki, et dans la région du seuil Rizomilos-Kanalia.

Sur cette carte on présente la différence de charge verticale des nappes phréatique et profonde au même point.

La carte de la charge verticale des nappes présente les possibilités d'échange entre les deux nappes phréatique et profonde et entre la nappe phréatique et la surface.



Thessalie Orientale

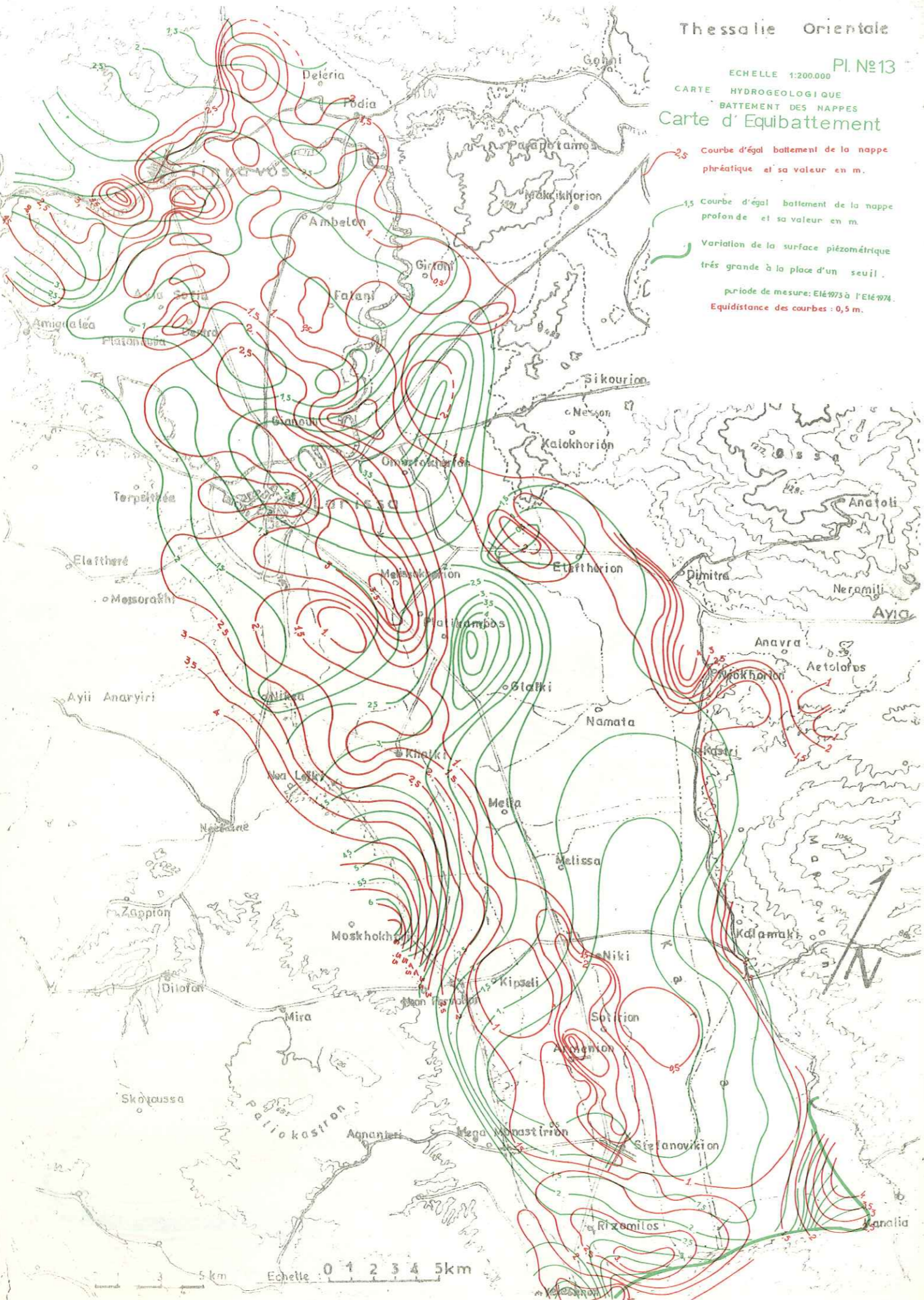
PI. N°13
 ECHELLE 1:200.000
 CARTE HYDROGEOLOGIQUE
 BATTEMENT DES NAPPES
 Carte d'Equipattement

2,5 Courbe d'egal battement de la nappe phréatique et sa valeur en m.

1,5 Courbe d'egal battement de la nappe profonde et sa valeur en m.

Variation de la surface piézométrique très grande à la place d'un seuil.

période de mesure: Eté 1973 à l'Eté 1974.
 Equidistance des courbes : 0,5 m.



Il y a une courbe équipotentielle de la différence de charge verticale égale à 0. Le long de cette courbe il n'existe pratiquement pas d'échange, ni d'écoulement vertical de l'eau à l'époque où ont été faites les mesures (basses eaux).

Théoriquement, les résurgences sont plus grandes dans les régions où la différence de charge est très grande, comme par exemple dans les régions de Rodia, Girtoni, Melissa, Armenion; Stefanovikion, etc. mais les résurgences et l'alimentation des nappes peu profondes dépendent aussi de la transmissivité et de la perméabilité verticale des couches intermédiaires, semi-perméables entre les deux nappes ainsi que de la transmissivité des nappes donnant ou recevant de l'eau.

Dans la région où la nappe est à la surface libre (région de Tirnavos) il y a une infiltration continue de l'eau pendant toute l'année soit l'eau de pluie soit l'eau de l'écoulement de rivières, car la différence de charge est toujours négative.

Dans les régions où la différence de charge est positive c'est-à-dire que la surface piézométrique des nappes profondes est plus haute que celle de la nappe phréatique, il y a des résurgences si le niveau de l'eau dépasse la surface du sol.

5.2.3. - Battement des nappes (carte n° 13)

Les mesures périodiques ont été utilisées pour tracer les courbes de variation du niveau de la S. P. pendant des années d'observation. Ces mesures ont également été utilisées comme piézomètres de référence pour le réglage du modèle mathématique.

Les courbes de niveau (H) en fonction du temps (t) ont été tracées par S.O.G.R.E.A.H. à l'ordinateur. Nous avons tracé sur le papier millimétré les courbes du niveau statique (H) des points de mesure en fonction du temps (t) (voir figures n° 22-1, 22-2, 22-3, 22-4, 22-5, 22-6, 22-7, 22-8, 22-9, 22-10, 22-11).

Ainsi, pour les points d'eau peu profonds qui ont été présentés en cinq groupes, on peut observer les variations annuelles suivantes :

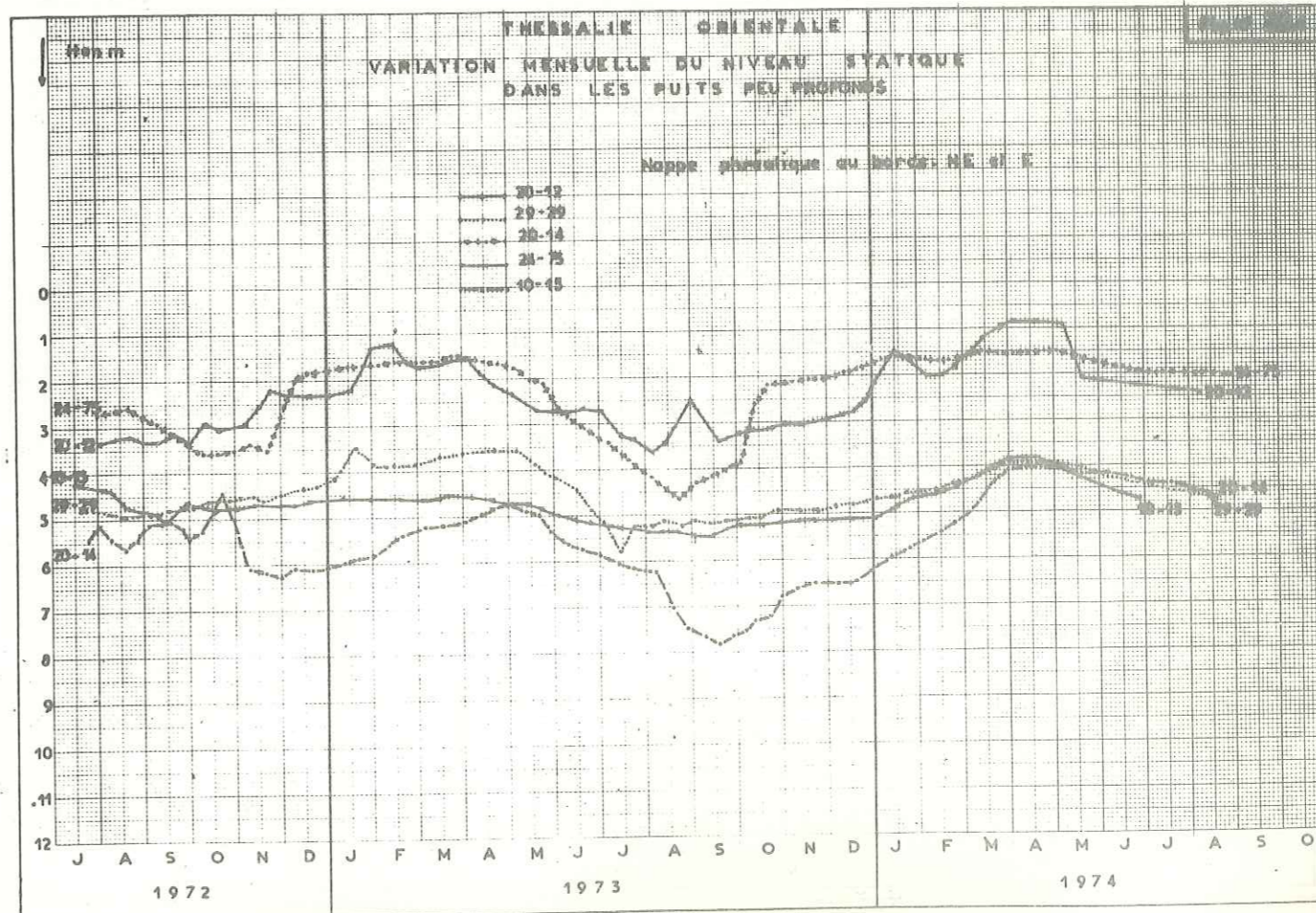
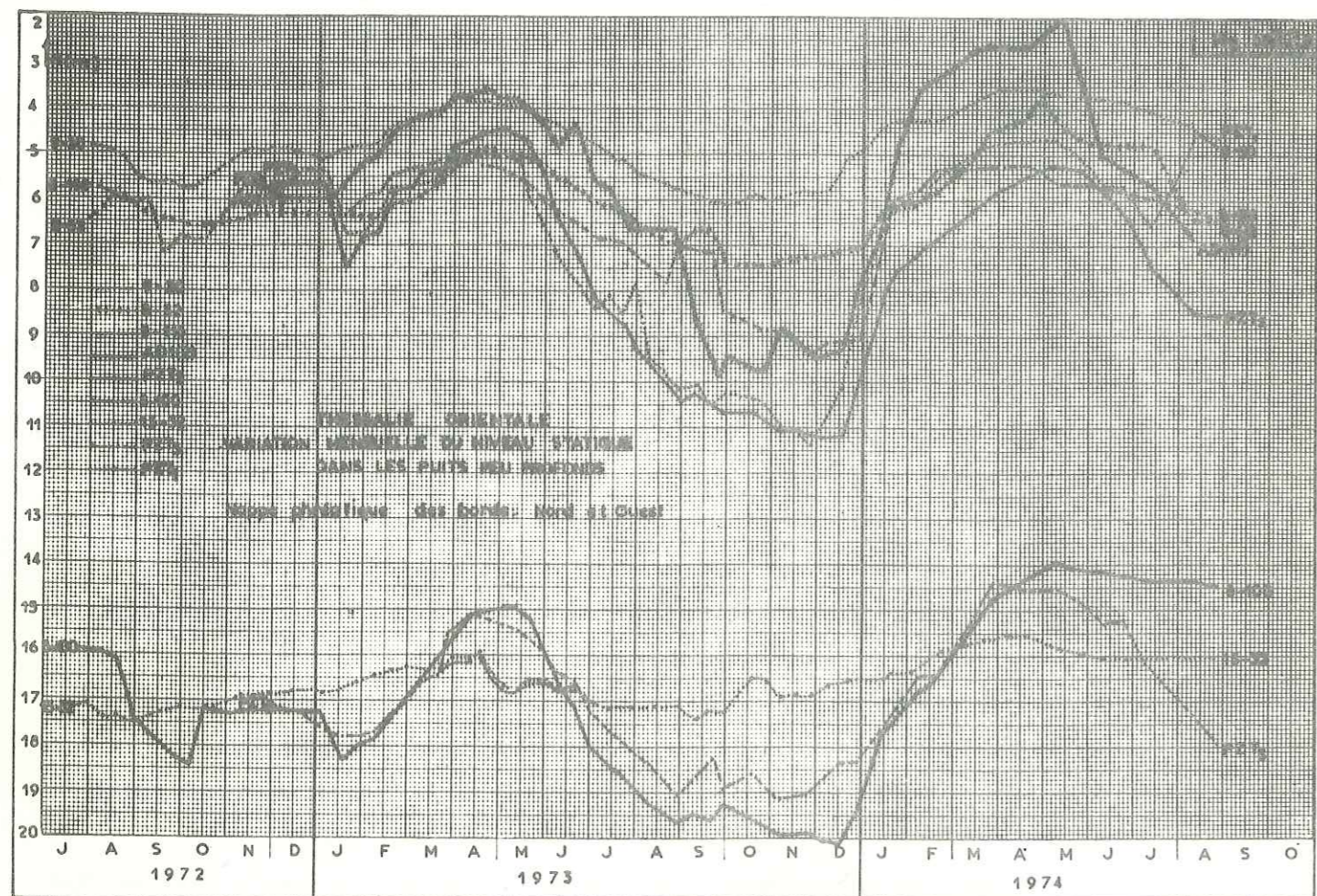
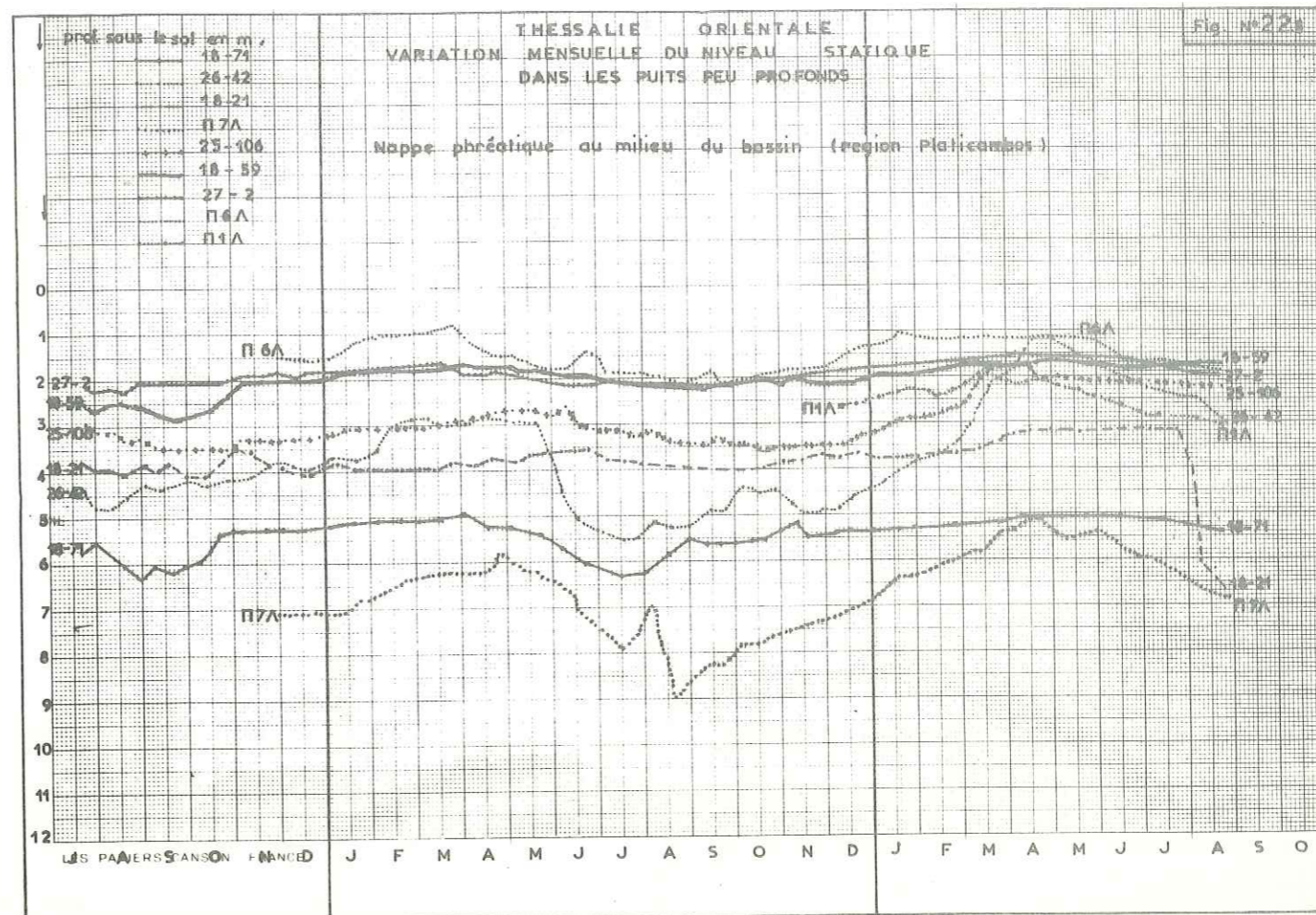
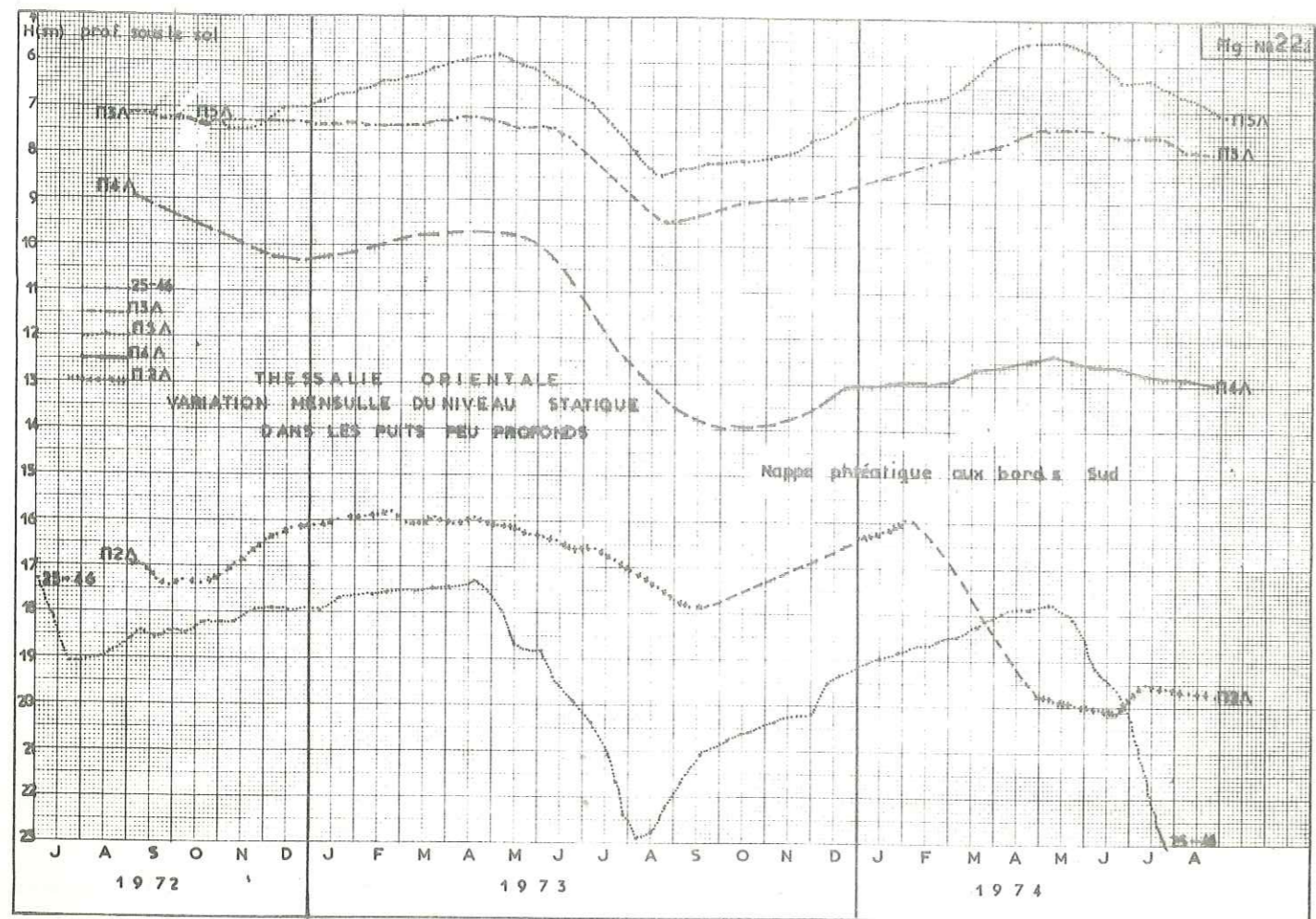
- 1 - la nappe phréatique des bords N et W a une grande variation annuelle du niveau statique (plus de 11 m) (deux subdivisions).
- 2 - la nappe phréatique au milieu du bassin (partie nord de Larissa) a une variation annuelle de l'ordre de 1 à 3 m.
- 3 - la nappe phréatique aux bords NE et E a une variation annuelle de 2 à 5 m.
- 4 - la nappe phréatique au milieu du bassin (partie sud-Platicambos) a une variation annuelle pas très forte.
- 5 - la nappe à la bordure S présente une variation annuelle du NS assez forte (5 à 8 m).

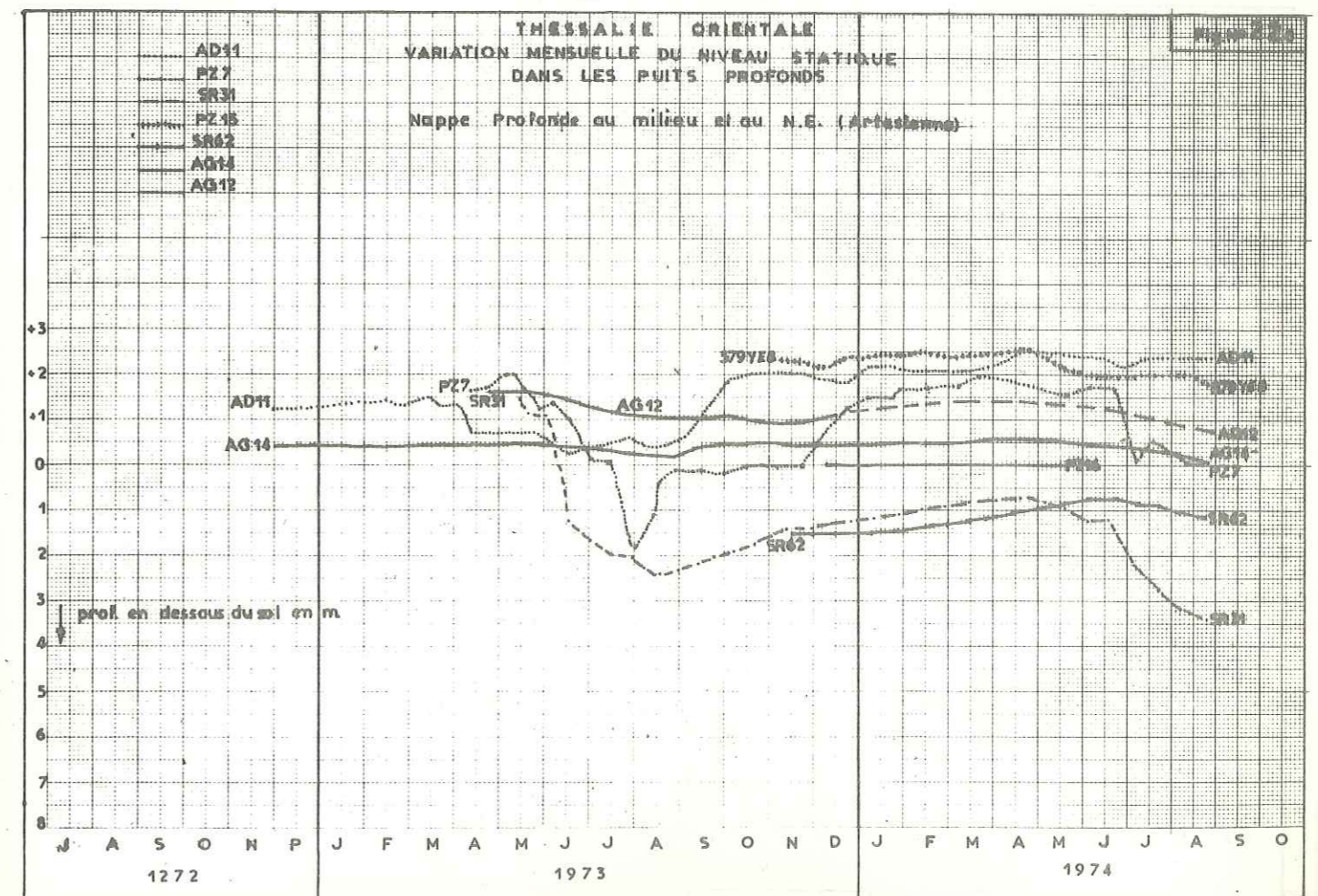
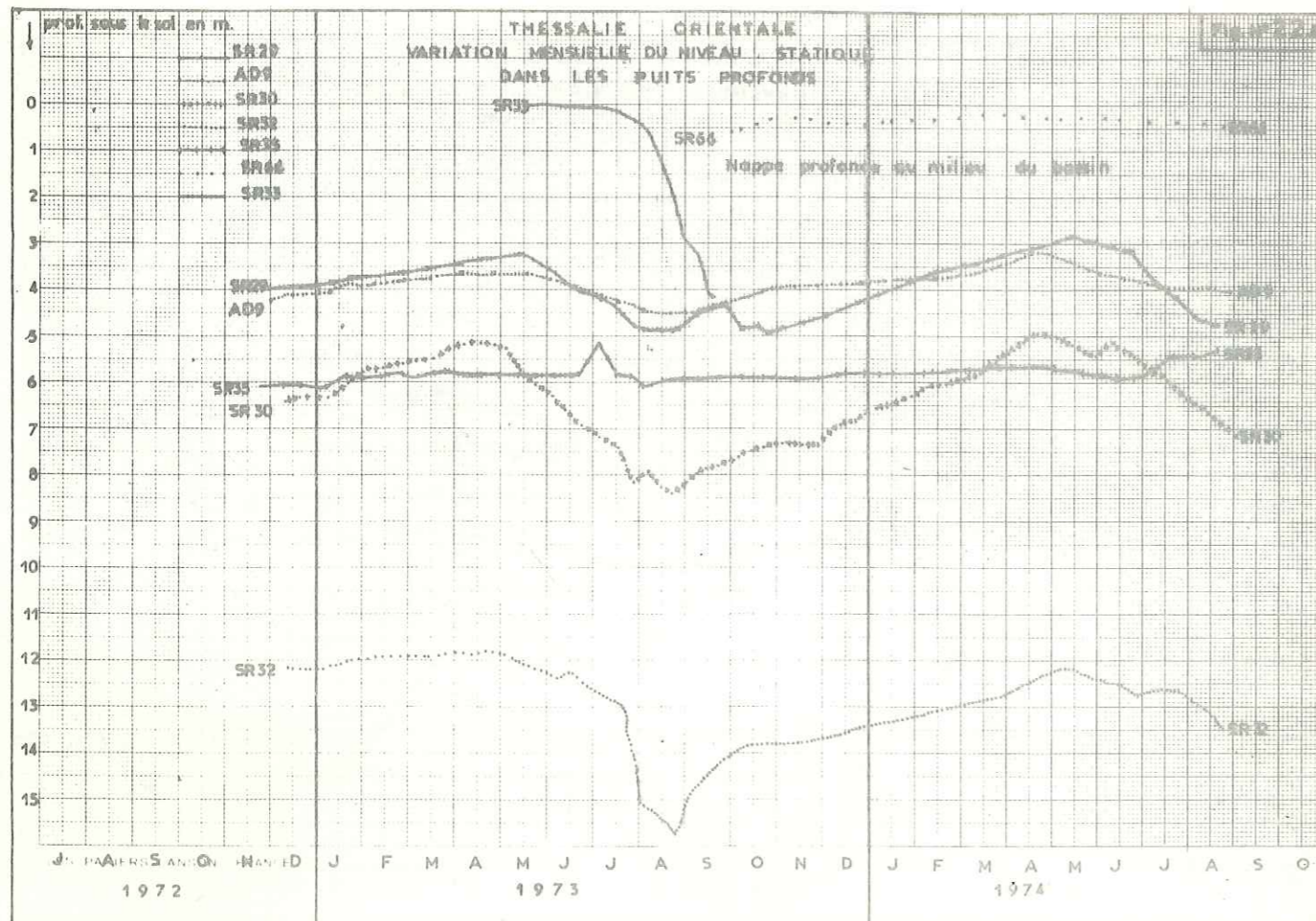
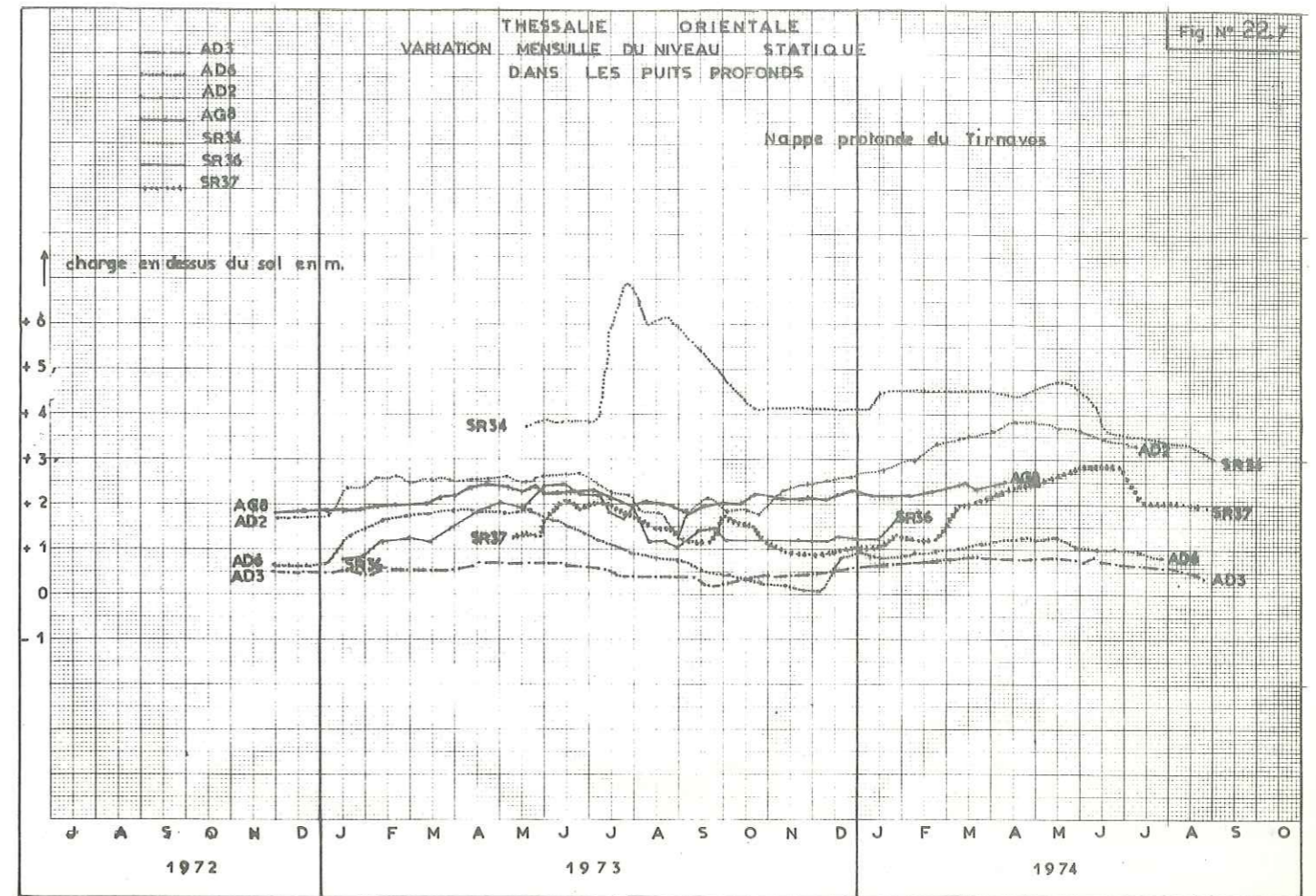
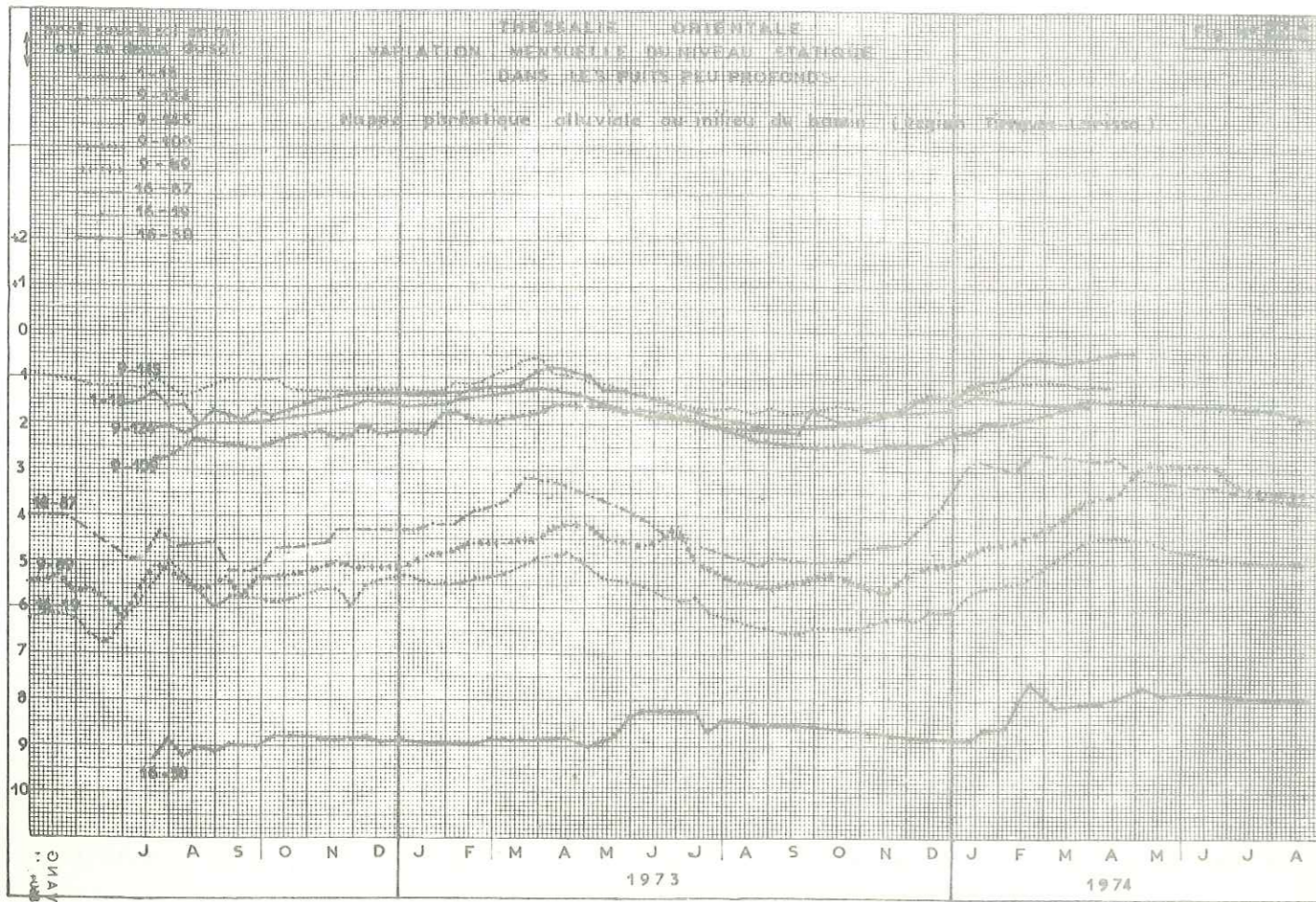
Les points d'eau profonds ont été présentés en 6 groupes donnant la variation annuelle du niveau statique suivante :

- 1 - nappe profonde du Tirnavos présente une petite variation annuelle du niveau statique (de 1 à 3,5 m).
- 2 - nappe profonde aux bords W et NE donne une variation annuelle de l'ordre de 2 à 4 m.
- 3 - nappe profonde au milieu et NE (nappe artésienne) a une variation du niveau petite ou moyenne (1 à 4 m).
- 4 - nappe profonde au milieu du bassin, la variation diminue de l'W à l'E de 4 à 1 m.
- 5 - nappe profonde au S du bassin, a une variation du niveau moyenne de l'ordre de 1 à 3 m.
- 6 - nappe profonde des bords de Karla à une très grande variation qui dépasse les 12 m.

En comparant les courbes de la variation du niveau d'eau, il est possible de trouver la vitesse horizontale de l'écoulement des eaux souterraines dans les aquifères.

Une vitesse moyenne approximative de l'ordre de 120 m par jour a été calculée d'après les vitesses suivantes :

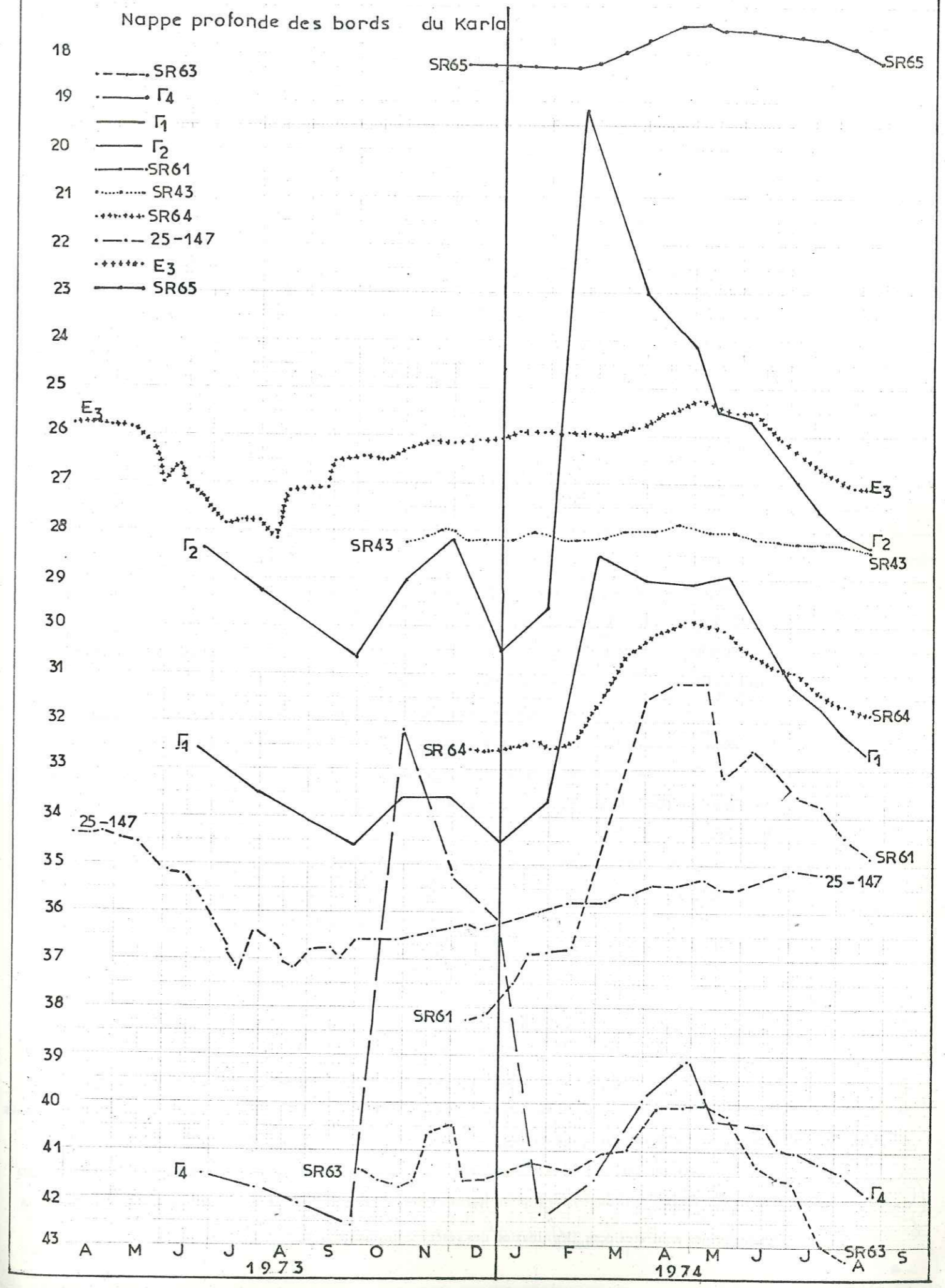
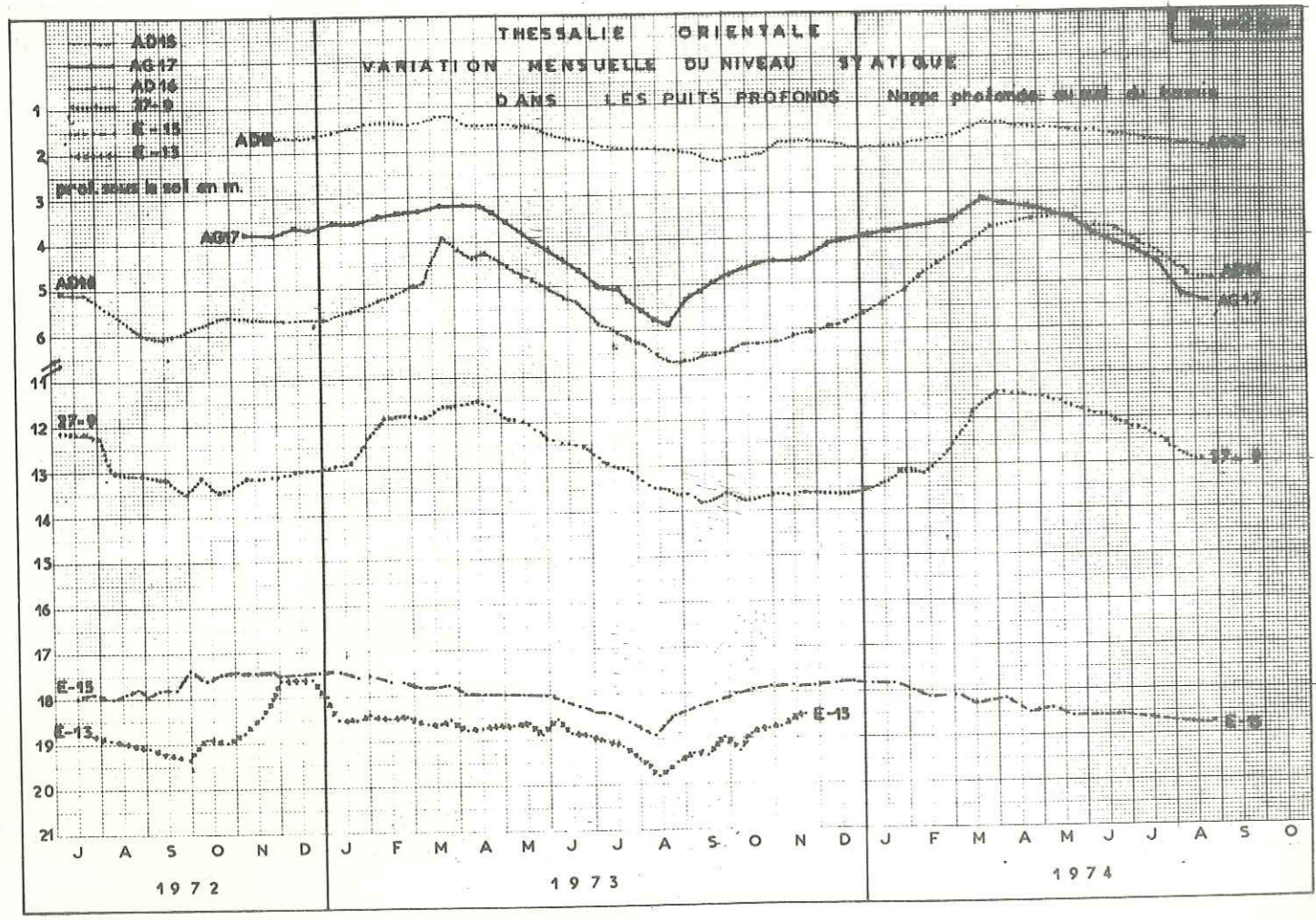
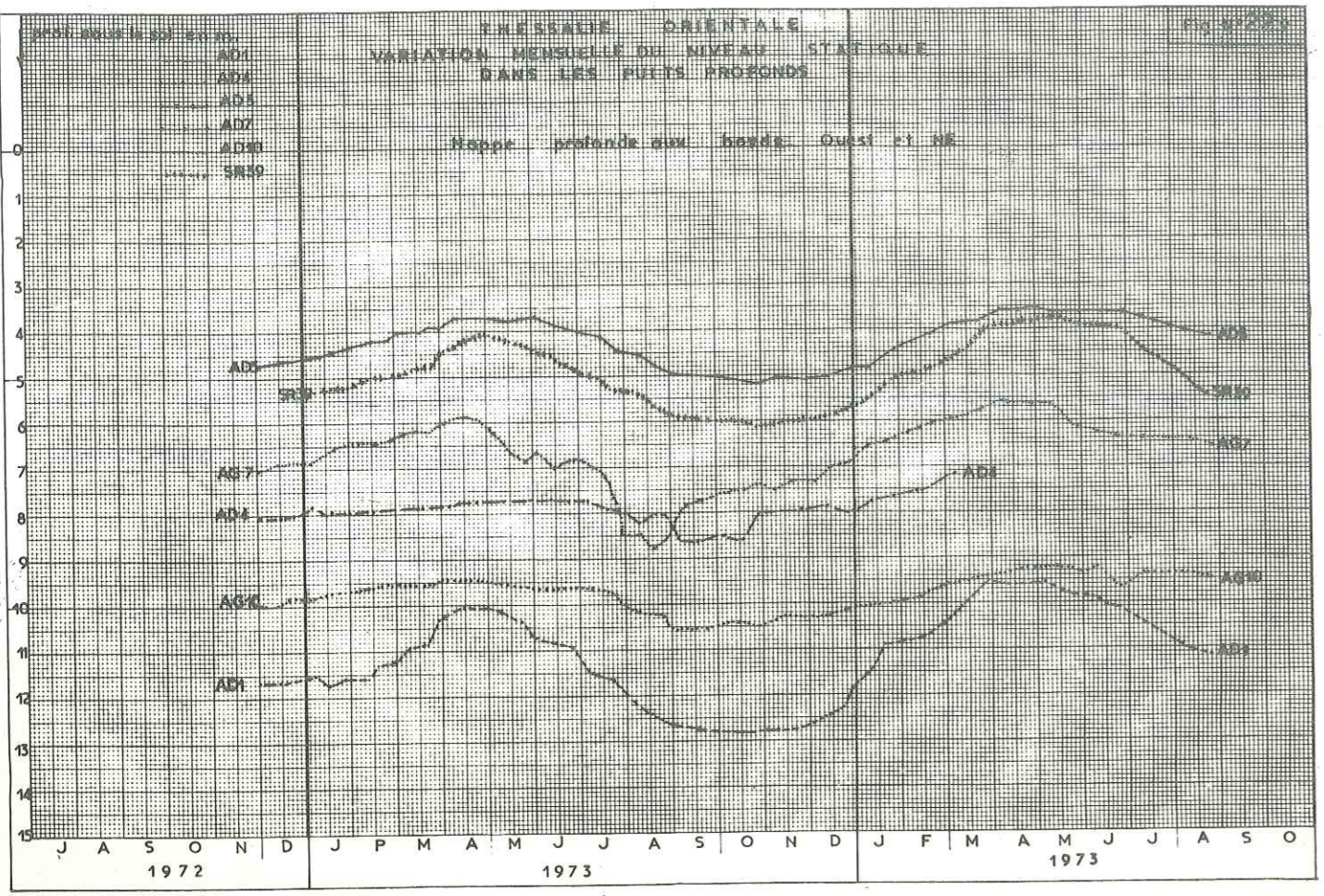




↓ prof. sous le sol en m.

THESSALIE ORIENTALE
VARIATION MENSUELLE DU NIVEAU STATIQUE
DANS LES PUIITS PROFONDS

Fig. N° 22.11



Vitesse en mètres par jour

Région	nappe phréatique	nappe profonde
Tirnavos	80 à 120	140 à 200
Larissa 90	90 à 120	200 à 400
Armenion	110 à 120	100 à 120
Veletinon		110 à 130
Platicambos	150 à 180	30 à 50

A partir des mesures du niveau statique dans les points régulièrement observés, on a établi deux cartes d'équibattement, l'une pour la nappe phréatique, ou libre, l'autre pour les nappes profondes ou artésiennes (voir carte n° 13).

En général, la carte nous a permis de conclure que :

- la variation du niveau de la nappe phréatique dans la plaine de Karla est petite (1 m), ainsi que dans la région du village Ambelon ;
- les variations du niveau, au bord de la plaine sont toujours plus grandes qu'au milieu ;
- il y a une zone au bord SW où la variation du niveau est très grande.

Ce phénomène ne provient pas seulement de la transmissivité du terrain, mais aussi de la topographie et de la structure de la région et des pompages dans les points d'eau.

Pour la nappe profonde, ce n'est pas le même phénomène : les variations du niveau piézométrique dans les différentes régions se font pour différentes raisons :

- dans la région karstique de Tirnavos-Damassi, il n'y a pas une très grande variation à cause de la grande perméabilité des calcaires (la nappe se vide par les sources Mati-Tirnavos et Ayia-Anna).
- dans la région de Kanalia et de Rizomilos, les calcaires se vident vers la mer et il y a une très grande variation du niveau statique de la nappe à l'aval d'un seuil (déversoir) près des marbres dans les alluvions.
- dans les régions où la nappe se trouve en charge, comme par exemple à Falani et à Omorphokhorion, il y a aussi une variation du niveau piézométrique importante.
- dans d'autres régions, la variation est moyenne ou petite et dépend de la transmissivité du terrain, de la structure, ainsi que des volumes pompés dans les régions, pour l'irrigation.

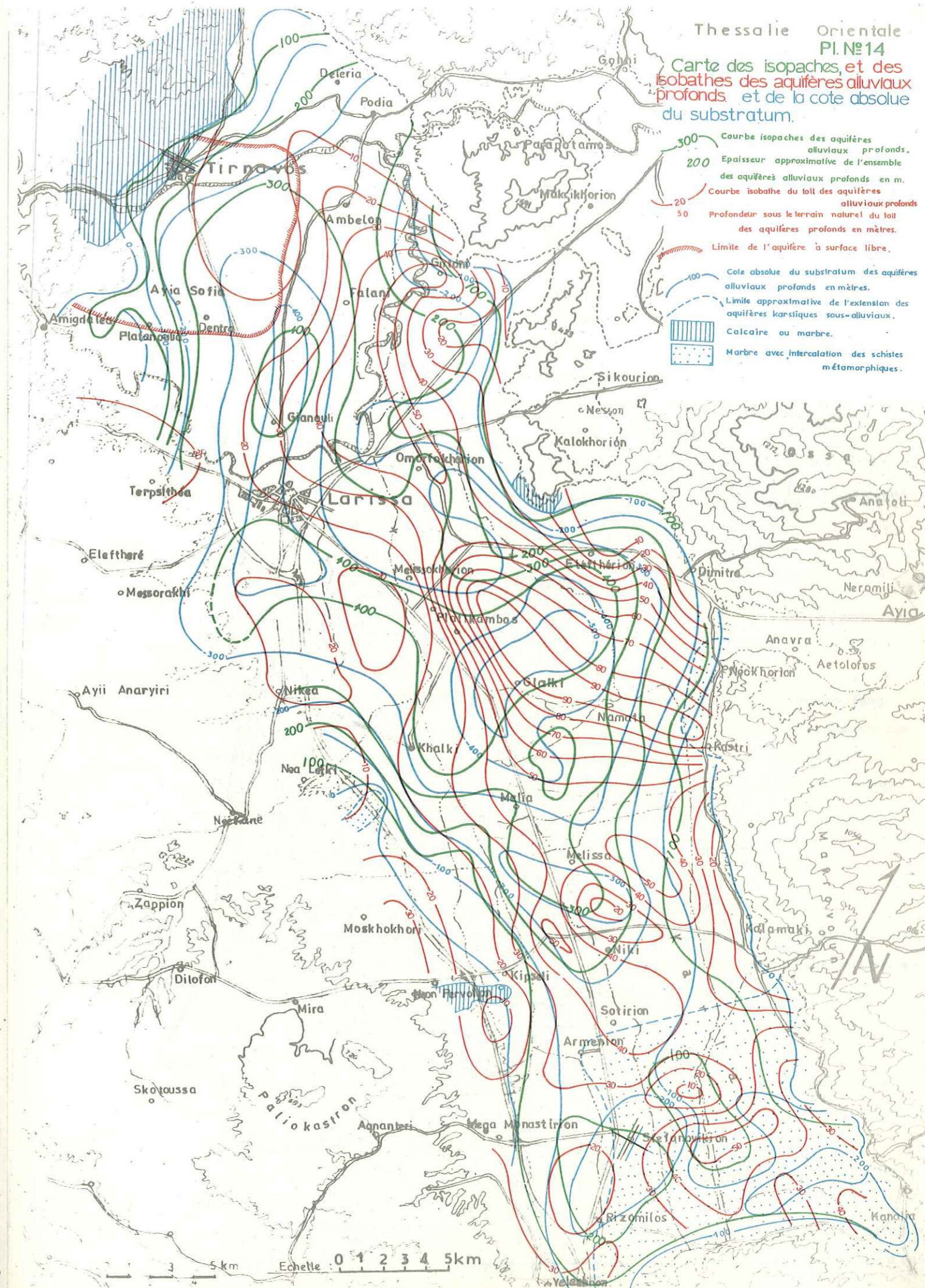
5.2.4. - Epaisseur des aquifères

Pour la connaissance de l'épaisseur des aquifères, nous avons tracé les courbes isopaches qui indiquent l'épaisseur approximative de l'ensemble des aquifères alluviaux profonds (voir carte n° 14, couleur bleue).

Comme documents nous avons utilisé l'épaisseur des aquifères traversée par les forages, ou encore, nous avons consulté les travaux géophysiques.

Les maximums de l'épaisseur se trouvent à Larissa-Tirnavos-Ambelon et à Platicambos-Khalki, tandis que les minimums sont dans la région de Karla et des villages de Kipseli-Néon Pervolion. La carte donne la puissance des aquifères pour l'évaluation des réserves des nappes.


Thessalie Orientale Pl. N°14 Carte des isopaches, et des isobathes des aquifères alluviaux profonds et de la cote absolue du substratum.

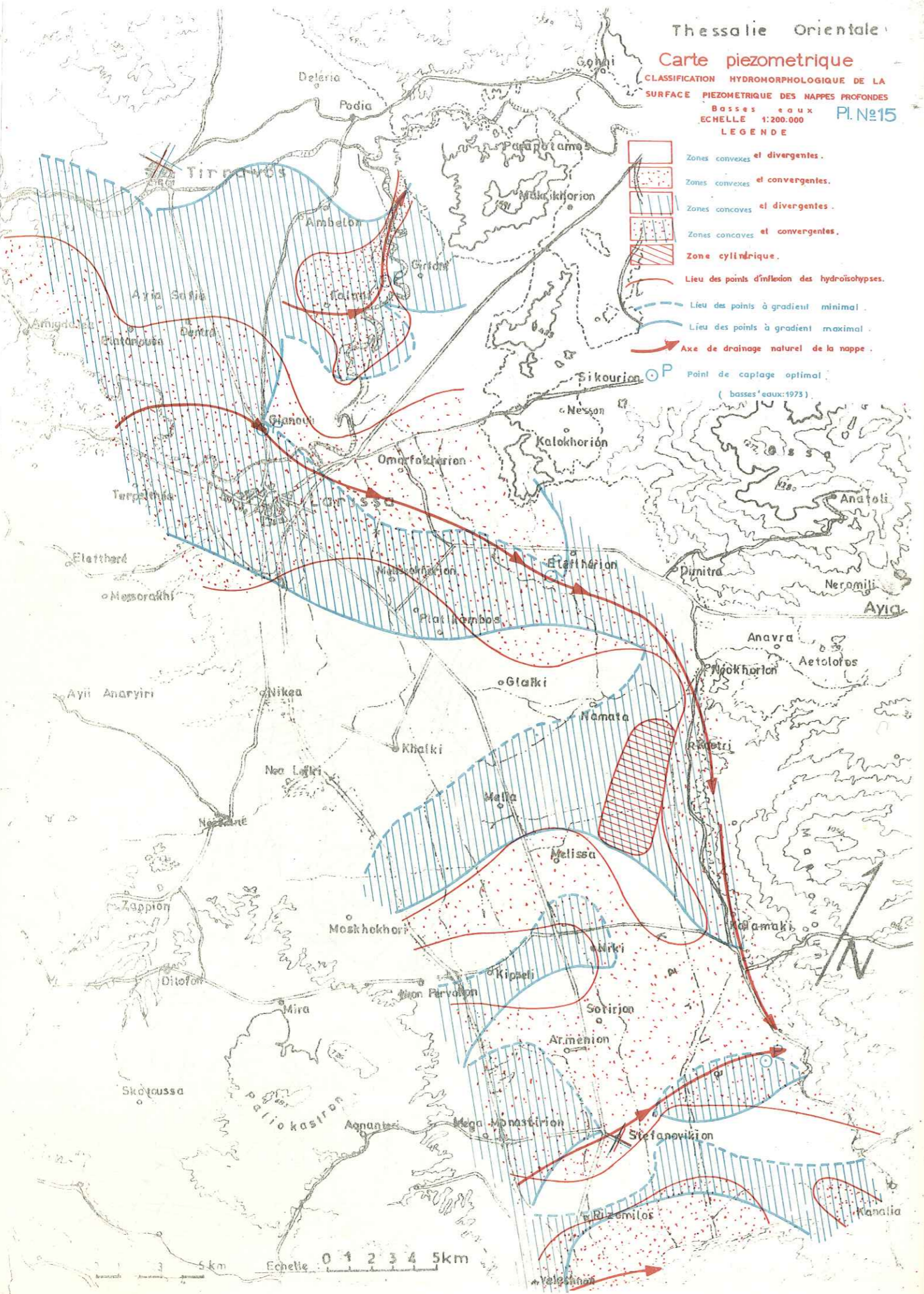


Thessalie Orientale

Carte piezometrique

CLASSIFICATION HYDROMORPHOLOGIQUE DE LA SURFACE PIEZOMETRIQUE DES NAPPES PROFONDES Basses eaux ECHELLE 1:200.000 Pl. N°15

- LEGENDE
-  Zones convexes et divergentes.
 -  Zones convexes et convergentes.
 -  Zones concaves et divergentes.
 -  Zones concaves et convergentes.
 -  Zone cylindrique.
 -  Lieu des points d'inflexion des hydroisohypses.
 -  Lieu des points à gradient minimal.
 -  Lieu des points à gradient maximal.
 -  Axe de drainage naturel de la nappe.
 -  Point de captage optimal (basses eaux: 1973).



Cette carte, comparée avec celle de la transmissivité et du gradient hydraulique donne le débit que l'on peut obtenir par unité de largeur de la nappe, d'après la formule de Darcy :

$$Q_u = K.H.i$$

- où Q_u = le débit par unité de largeur de la nappe,
- K = le coefficient de perméabilité horizontale,
- H = puissance (épaisseur) de l'aquifère,
- i = le gradient hydraulique.

Sur la carte n° 14, nous avons tracé les cotes absolues du niveau de l'horizon imperméable sous les aquifères alluviaux (voir sur la carte couleur rouge). La carte est utile pour l'exploitation des nappes parce qu'elle donne la profondeur qu'il faut atteindre par sondage dans chaque région, pour avoir une exploitation complète de tous les aquifères.

La profondeur du substratum imperméable varie en chaque point de la plaine. En général, elle est grande au milieu de la plaine et devient petite aux bords. Dans la région de Tirnavos elle est importante (≈ 500 m) et dans la région de Karla elle est petite (200 m au maximum).

5.2.5. - Profondeur du toit des nappes

A partir des documents dont on dispose, nous avons tracé les courbes de profondeur du toit des aquifères alluviaux profonds sous la surface du sol. Cette carte est présentée sur le plan du substratum imperméable des aquifères alluviaux (voir carte n° 14).

L'utilité pratique des courbes de la profondeur du toit des nappes est d'indiquer dans chaque région la profondeur du toit des aquifères intéressants. En cas d'exploitation par forages, elles fournissent des indications sur la position des crépines et, exemple de la cimentation du trou.

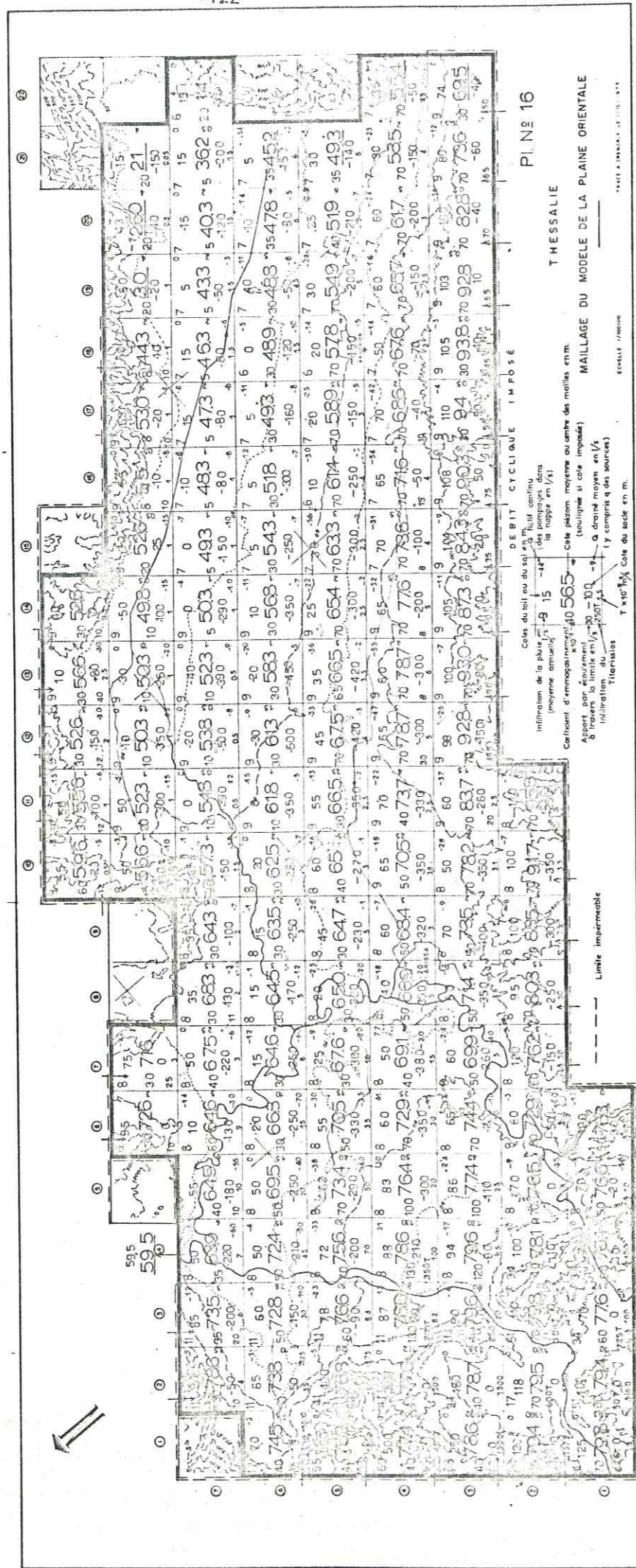
La profondeur du toit est petite (30 à 40 m) dans les régions de Tirnavos, Khalki et Karla (Lofiskos-Kipseli) et grande dans les régions Omorphokhorion, Girtoni, Platicambos et Namata, ainsi qu'à Niki et Karla SE.

5.2.6. - Analyse de la surface piézométrique (voir carte n° 15)

A partir des courbes hydroisohypses et de la carte du gradient horizontal nous avons construit la carte des différentes zones de la surface piézométrique qui sont convexes ou concaves, convergentes ou divergentes. Ainsi nous avons construit les 4 zones de S.P. convexe et divergente, convexe et convergente, concave et divergente et concave et convergente. On peut aussi distinguer une zone (région Mélissa) où la surface piézométrique est cylindrique (voir carte n° 15).

Nous avons tracé aussi le lieu des points de gradient hydraulique maximal et du gradient hydraulique minimal, ainsi que les axes de drainage naturel des eaux de la nappe profonde à l'époque des basses eaux où a été faite la carte.

Les limites aval des zones concaves et convergentes sont les sites les plus favorables pour l'implantation de captages. En particulier les points d'intersection entre les axes de drainage souterrain et les zones convergentes, (c'est-à-dire axes de drainage naturel et le lieu de gradient minimal) sont favorables (points P sur la carte n° 15). La méthode est graphique, simple, économique et utile à l'implantation optimale d'un captage dans les aquifères exploités.



6. - ETUDE PAR LES METHODES D'ANALOGIE

Dans la nature, plusieurs phénomènes poursuivent des règles analogues. Comme la vitesse $S = 1/2 \gamma t^2$ est analogue à l'énergie $E = 1/2 m v^2$. Pour la solution d'un problème, on se base sur un autre phénomène analogue qu'on peut mieux étudier. Dans notre cas, l'étude hydrogéologique des nappes souterraines, consiste à trouver les modalités économiques d'exploitation des eaux.

Pour les études hydrogéologiques des nappes, on fait des modèles physiques, hydrauliques, modèles mathématiques ou modèles électriques.

La réalisation d'un modèle se fait en quatre grandes phases :

- collection des données sur le terrain,
- construction du modèle,
- réglage du modèle,
- exploitation du modèle.

Ainsi pour la Thessalie, un premier modèle mathématique a été fait dans le cadre du programme d'exploitation des eaux souterraines (voir rapport S.O.G.R.E.A.H.).

Un deuxième modèle sur papier conducteur a été réalisé pour cette étude.

6.1. - MODELE MATHEMATIQUE

Le modèle mathématique exécuté par la S.O.G.R.E.A.H. représente les caractéristiques propres des aquifères de la Thessalie orientale. Il simule les conditions d'écoulement qui règnent à chaque instant dans les aquifères ainsi qu'à leurs limites. Pour la réalisation du modèle, on a utilisé toutes les données disponibles concernant les nappes, la géologie, l'hydrologie superficielle et les fluctuations de niveau des eaux de la Thessalie.

6.1.1 - Hypothèses de base

La réalisation du modèle a été faite avec les hypothèses simplificatrices de base suivantes :

- les écoulements dans les aquifères suivent loi de Darcy ;
- l'ensemble des aquifères constitue un aquifère unique (en réalité deux aquifères) ;
- l'épaisseur de l'aquifère est très petite par rapport aux dimensions horizontales ;
- l'aquifère a une perméabilité horizontale, isotrope dans chaque maille et peut varier d'une maille à l'autre.

6.1.2 - Données

Les données nécessaires à l'élaboration du modèle sont nombreuses et de natures diverses :

- documents hydrologiques (pluie, infiltration, ruissellement, réserves au sous-sol) ;
- limites des aquifères (cote du substratum (socle), du toit, cote de drainage, limites latérales, cote du niveau intermédiaire) ;

- paramètres hydrodynamiques (transmissivité suivant ox et oy et coefficient d'emménagement) ;
- conditions aux limites (nature du substratum et des limites)
 - Echanges d'eau en surface, infiltration ou résurgence (débit drainé).
 - Echanges d'eau à travers les limites latérales.
 - Prélèvements dans la nappe au moyen de forages ou de puits.
- surface piézométrique.
 - Variation du niveau piézométrique dans les piézomètres de référence.
 - Cartes piézométriques à différentes époques de la période de réglage.

Il faut disposer de toutes ces données ou pouvoir les estimer d'une façon acceptable pour que la construction du modèle soit possible.

- Les documents hydrologiques sont fournis par les stations hydrologiques existantes.

Les renseignements sur les limites des aquifères sont donnés par la géologie, la géophysique et les forages.

- Les paramètres hydrodynamiques proviennent de l'interprétation des essais de pompage dans les puits.

En général, les conditions aux limites sont diverses. Dans le cas du modèle de la Thessalie, les entrées et sorties de l'eau par la surface ou à travers les limites latérales, et les prélèvements d'eau par les puits ou forages ont été évalués, puis ajustés progressivement sur le modèle.

Pour les variations piézométriques, les piézomètres dispersés dans la plaine et mesurés chaque semaine ou 15 jours pendant plusieurs années, donnent des documents exacts.

Construction du modèle

Pour le modèle mathématique, de la Thessalie orientale a été divisée en mailles de 3 x 3 km, (surface de chacune 9 km²). En abscisse dx il y a 22 mailles et en ordonnée dy , 9 mailles, au total il y a 146 mailles.

On sait que pour chaque maille la quantité d'eau entrée et la quantité d'eau sortie obéissent à la loi de Darcy :

$Q = T \text{ grad } H$; mais deux formules ont été établies :

$$Q_E = T_E \frac{(H_{i,j} - H_{i+1,j})}{x} \quad \text{et}$$

$$\sum Q_{\text{entrant}} = S \frac{dH}{dt} \quad \text{ou encore } \text{div } Q = 0.$$

le $\text{div } Q = Q_a + Q_p$ ou $Q = \text{débit}$, $T_E = \text{transmissivité entrée}$

$S = \text{coefficient d'emménagement}$, $t = \text{temps}$, $Q_a = \text{débits, apports}$, $Q_p = \text{débit prélevé}$.

Dans les nappes de la Thessalie :

- Q_a {
 - apports pluie
 - apports en bordure
 - réinfiltration d'eau d'irrigation.

- Q_p {
 - eau pompée
 - eau sortie par les sources naturelles.

Deux aquifères sont représentés dans chaque maille avec une cote du toit imperméable ou perméable, ou du substratum imperméable et différentes perméabilités. Dans le cas de la nappe à surface libre quand il n'y a pas de toit imperméable on a pris comme limite supérieure de l'aquifère la surface topographique (Tirnavos).

Quelques mailles sont à un niveau constant, car le niveau ne varie pas. Plusieurs mailles de bordure sont imperméables ($T = 0$ voir carte n° 16).

Réglage

Les divers paramètres introduits dans le modèle ont été mesurés ou estimés, par approximation. Pour ajuster ces paramètres, le modèle a été réglé sur une période assez longue (une puis deux années) pendant laquelle on a eu des observations piézométriques continues dans les piézomètres de référence.

37 piézomètres de référence ont été utilisés et ils sont répartis dans toute la plaine (voir carte n° 16). Les mesures du niveau d'eau ont permis de tracer les courbes de variation du niveau en fonction du temps pour deux années.

En comparant ces courbes de variation du niveau d'eau observé sur le terrain, avec les courbes calculées d'après le modèle par l'ordinateur, nous avons réglé les différents paramètres pour avoir une représentation plus proche de la réalité.

Le réglage a été fait d'abord pour un an, puis pour deux années - avril 1972 à mai 1973 et puis mai 1972 à avril 1974.

Après un réglage satisfaisant, le modèle a pu être exploité.

6.1.3 - Exploitation du modèle

Pour l'exploitation du modèle on a simulé des prélèvements d'eau par forages dans les régions de Tirnavos, Platicambos, Damassi, Khalki, Kalamaki, c'est-à-dire la zone bordière NE de Stefanovikion.

Trois hypothèses d'exploitation ont été réalisées. Dans la troisième hypothèse d'exploitation (simulation la plus forte) les quantités d'eau en m³/h prélevées par chaque région étaient les suivantes :

Tirnavos	58 400 m ³ /h	} Exploitation pendant l'été durée 3 mois
Platicambos	14 000 m ³ /h	
Damassi	2 930 m ³ /h	
Khalki	1 600 m ³ /h	
Kalamaki, zone bordière NE	2 350 m ³ /h	
Stefanovikion	5 500 m ³ /h	

Les quantités d'eau prélevées ont influencé le niveau piézométrique. Après une exploitation de 10 ans (ou 15 ans pour la troisième hypothèse) le niveau de la surface piézométrique est descendu en moyenne comme suit, dans chaque région :

RABATTEMENT REGIONAL CALCULE DANS LES SIMULATIONS PREVISIONNELLES

Hypothèses d'exploitation

Zone de développement	Première hypothèse		Deuxième hypothèse		Troisième hypothèse* ₁₀		Troisième hypothèse ₁₅	
	Septembre	Avril	Septembre	Avril	Septembre	Avril	Septembre	Avril
TIRNAVOS	3 - 9	1 - 5	5 - 14	3 - 9	4 - 11	3 - 6,5	4,5 - 12	3 - 8
PLA TICAMBOS	2 - 11	1,5-9	12 - 30	9 - 26	10 - 16,5	7 - 13	12 - 20	8 - 16
DAMASSI	3,5- 4,5	1 - 2	3,5- 4,5	1 - 2	3,5- 4,5	1 - 2	4 - 5	1,5- 2
KHALKI	6 - 10	4 - 7	7 - 9	5 - 6,5	5 - 7,5	4 - 5	7 - 9,5	6 - 7
Zone bordière NE	2 - 3,5	1 - 2	2 - 3,5	1 - 2	2 - 4	1 - 2	2 - 4	1 - 2
STEFANOVIKION	5 - 11	3 - 8	3 - 8	2 - 6	2 - 6	1 - 4	2,5- 7	1,5- 5

Rabattements en mètres par rapport à la surface piézométrique du 1er septembre 1974.

* Valeurs de la troisième hypothèse (10) rabattements après 10 années d'exploitation et (15) rabattements après 15 années d'exploitation.

La carte N° 16 montre les valeurs des différents paramètres hydrodynamiques, dimensions physiques et les mailles utilisées dans le modèle mathématique.

Pour la description détaillée du modèle mathématique on peut consulter le rapport de la SOGREAH - rapport final de la Thessalie, R.11971. Décembre 1974 -

6.2. - MODELE SUR PAPIER CONDUCTEUR

6.2.1 - Introduction

Le modèle hydrogéologique sur papier électrique est l'instrument grâce auquel on réalise la synthèse de toutes les données relatives à l'alimentation et à l'écoulement des eaux souterraines. Le modèle sera utilisé pour préciser quantitativement l'évolution future des conditions d'écoulement et en particulier, les niveaux piézométriques en fonction de l'accroissement des prélèvements d'eau dans les nappes étudiées.

Pour un programme d'exploitation donné le modèle permettra de déterminer en général des niveaux piézométriques engendrés par les pompages.

Le modèle représente, dans la mesure du possible, les aquifères de la Thessalie orientale avec leurs caractéristiques hydrogéologiques et les conditions aux limites.

Pour la réalisation du modèle on a utilisé toutes les données disponibles concernant la géologie superficielle et les eaux souterraines (nappes aquifères) de la région étudiée.

6.2.2 - Hypothèses de base

Les formations aquifères de la Thessalie orientale sont particulièrement hétérogènes et les conditions d'écoulement des eaux souterraines sont très complexes.

Pour représenter les écoulements des aquifères dans le modèle, on a fait les hypothèses suivantes :

- dans la région étudiée on suppose que l'ensemble des aquifères constitue un aquifère unique (hypothèse simplificatrice) ;
- l'épaisseur de l'aquifère est très petite par rapport à ses dimensions horizontales, et ceci permet de représenter dans le modèle, les vecteurs des vitesses par leur projection dans un plan horizontal ;
- les écoulements dans l'aquifère obéissent à la loi de Darcy. Cette hypothèse est valable dans les alluvions, car les valeurs de la perméabilité (gradient hydraulique) sont petites ;

Pour un point quelconque (x, y) de l'aquifère, la loi de Darcy est traduite par l'équation d'écoulement de Darcy en régime permanent :

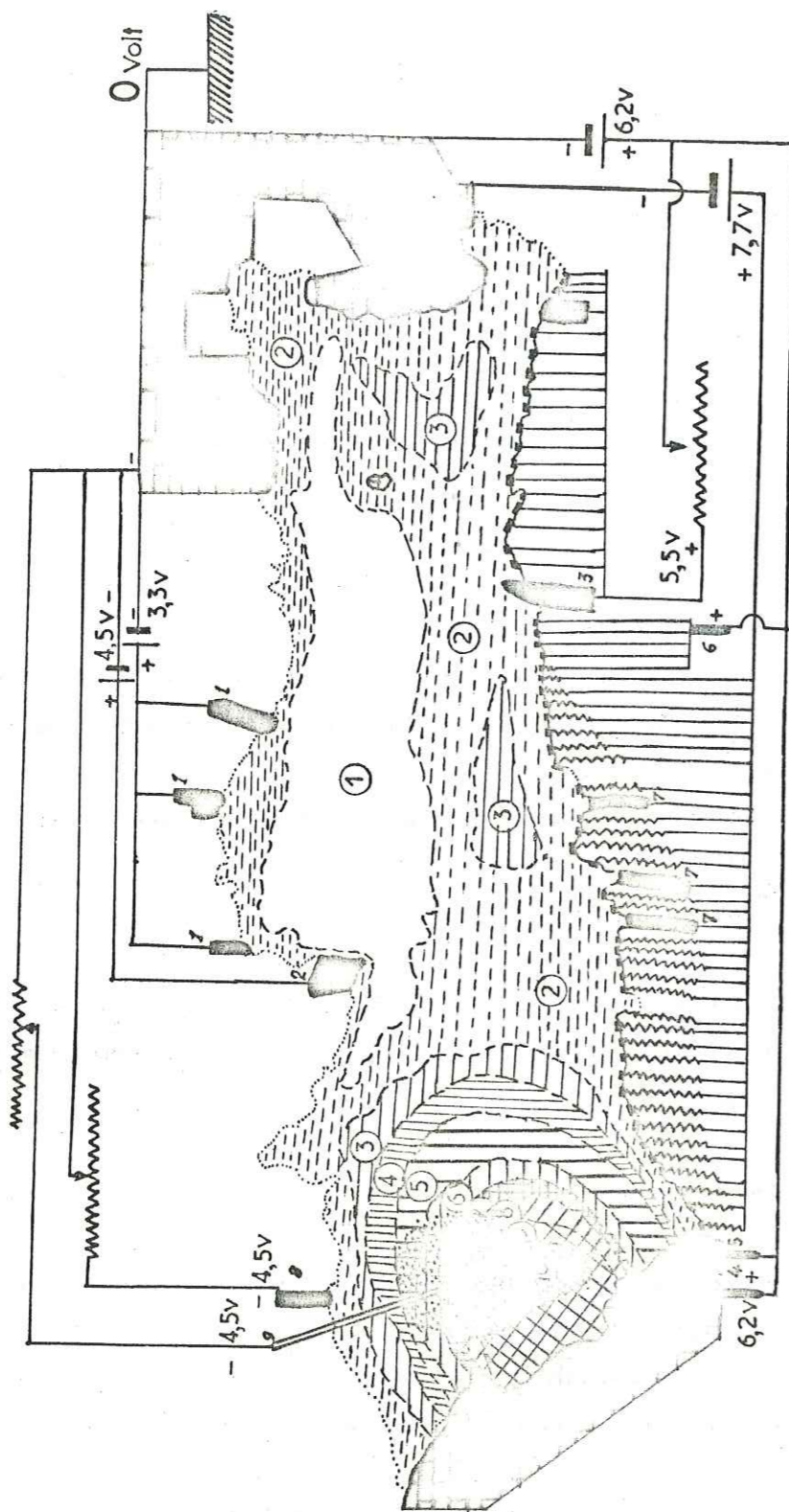
$$\vec{Q} = T \text{ grad } H \quad (621.1)$$

ou Q désigne le débit à travers une section verticale de largeur unité et de hauteur égale à l'épaisseur de l'aquifère, et T et H représentent respectivement la transmissivité et la cote (niveau) piézométrique.

Un conducteur électrique de résistivité ρ , soumis à un champ de tension électrique V est le siège d'un courant électrique dont le vecteur densité de courant est donné par la loi d'Ohm généralisée :

$$\vec{I} = \frac{1}{\rho} \text{ grad } V$$

ou I est l'intensité du courant électrique à travers une bande de papier de la largeur unité, ρ est la résistivité électrique et V : tension du courant électrique.



LEGENDE

4,5v	Tension du courant en volts	Resistor symbol	Résistance
Chassis a 0 volt		Region 5 symbol	Région de Résist.=700 Ωhms
Place des électrodes et N°		Region 6 symbol	=510 Ωhms
Limites imperméables		Region 7 symbol	=380 Ωhms
Limites semiperméables		Region 8 symbol	=320 Ωhms
Limites perméables		Region 9 symbol	=240 Ωhms
Potentiomètre		Region 10 symbol	=180 Ωhms
		Region 1 symbol	Région de Résist.=5000 Ωhms
		Region 2 symbol	Région de Résist.=2500 Ωhms
		Region 3 symbol	Résist.=2000 Ωhms
		Region 4 symbol	=1000 Ωhms
		Region 5 symbol	Région de Résist.=700 Ωhms

On voit donc que les lois de l'écoulement de l'électricité dans un conducteur sont analogues à celles de l'écoulement d'un fluide à travers un milieu poreux.

Le modèle sur papier a été établi sur ce principe.

- On admet que le milieu aquifère a une perméabilité horizontale isotrope dans chaque aquifère, mais varie dans les quatre régions ou dix qui ont des transmissivités différentes.

On suppose que l'infiltration par la surface est petite par rapport à l'alimentation aux limites et que, dans l'aquifère l'écoulement est homogène partout dans le sens horizontal.

- Les calcaires karstiques sont exclus du modèle ; ils sont représentés comme limites de perméabilité infinie car ils sont très perméables.

6.2.3 - Données nécessaires

Les données utiles pour un modèle sont nombreuses et de natures diverses. Les deux grandes catégories sont :

- les limites,
- les paramètres hydrodynamiques.

6.2.3.1 - Les limites latérales

On a choisi trois limites différentes :

- les imperméables : limites constituées par des schistes cristallins ;
- les semiperméables : limites constituées par des conglomérats plio-quaternaires ;
- les perméables : limites constituées par des calcaires - marbres.

Aux limites imperméables, le papier conducteur du modèle utilisé a été coupé (voir photo n° 6) comme on le représente sur la figure n° 23.

Aux limites perméables (contours des calcaires karstiques dont la conductivité électrique est infinie), le papier conducteur a été enduit de peinture d'argent.

Aux limites des aquifères semiperméables - c'est-à-dire pour les collines plio-quaternaires qui se trouvent au SW de Larissa - le papier conducteur a été coupé en bandes (largeur 3 mm) ; une bande sur deux a été enlevée, ce qui donne au papier une résistance plus grande, comme on voit sur la photo n° 6 et sur la figure n° 23.

6.2.3.2 - Les limites de l'aquifère

Exceptées les limites latérales de l'aquifère en bordure de la plaine qui sont bien définies d'après la géologie et la géophysique, on a introduit aussi les valeurs du niveau d'eau, les valeurs de l'infiltration par les rivières et les valeurs de la transmissivité.

- La cote du niveau statique dans les différentes régions a été définie par le nivellement topographique et les mesures piézométriques dans les points d'eau.

- Les valeurs de la transmissivité que nous avons déduits des pompages définissent les limites des aquifères de transmissivité différente. Les gammes de transmissivité que nous avons pu obtenir à la première exécution du modèle étaient de $1,68$ à $9,18 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, ce qui correspond à l'inverse de la conductivité électrique et à la résistivité du papier de 3500 à 650 ohms par m^2 . A la deuxième exécution du modèle nous avons eu les gammes de transmissivité de $2 \cdot 10^{-3}$ à $55,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$

qui correspond à la conductivité électrique de $0,2 \cdot 10^{-3}$ à $5,5 \cdot 10^{-3}$ muhos/cm et à la résistivité du papier conducteur de 5 000 à 180 ohms par m².

Dans le facteur (paramètre) de la transmissivité on tient compte à la fois de l'épaisseur de l'aquifère et de la perméabilité (k Darcy) du terrain. Donc l'épaisseur de l'aquifère n'a pas été représenté séparément parce qu'on a fait varier la transmissivité.

L'infiltration par les rivières, qui a été définie d'après les mesures de débit a été introduite dans le modèle : pour cela on a injecté du courant par un potentiomètre qui amène le courant dans la partie où la rivière infiltre. Dans le cas de résurgence d'eau, on a enlevé du courant en diminuant la résistance. On a donc une augmentation de la conductivité électrique réglée par un autre potentiomètre (voir fig. n° 23).

6.2.3.3 - Paramètres hydrodynamiques

Les essais de pompage dans les forages de reconnaissance et d'exploitation, bien développés, ont permis de calculer la transmissivité de la tranche de l'aquifère qui a été effectivement concernée par l'écoulement convergent vers les forages pompés.

Le nombre de forages pompés était suffisant, donc les valeurs de transmissivité étaient assez denses dans les formations aquifères.

Nous avons fait varier la transmissivité sur le papier conducteur, qui par construction est homogène, de la façon suivante :

- dans les régions où l'on voulait avoir une transmissivité plus grande que "celle" du papier, nous avons augmenté la conductivité par les deux méthodes ci-dessous :

- a) en peignant de petits points avec de la peinture argent ou
- b) en superposant plusieurs couches de papier qui ont été collées délicatement sur le premier pour avoir une continuité suffisante.

On ne dispose que de très peu de valeurs du coefficient d'emmagasinement S. D'ailleurs nous n'avons pas en à tenir compte dans le modèle électrique.

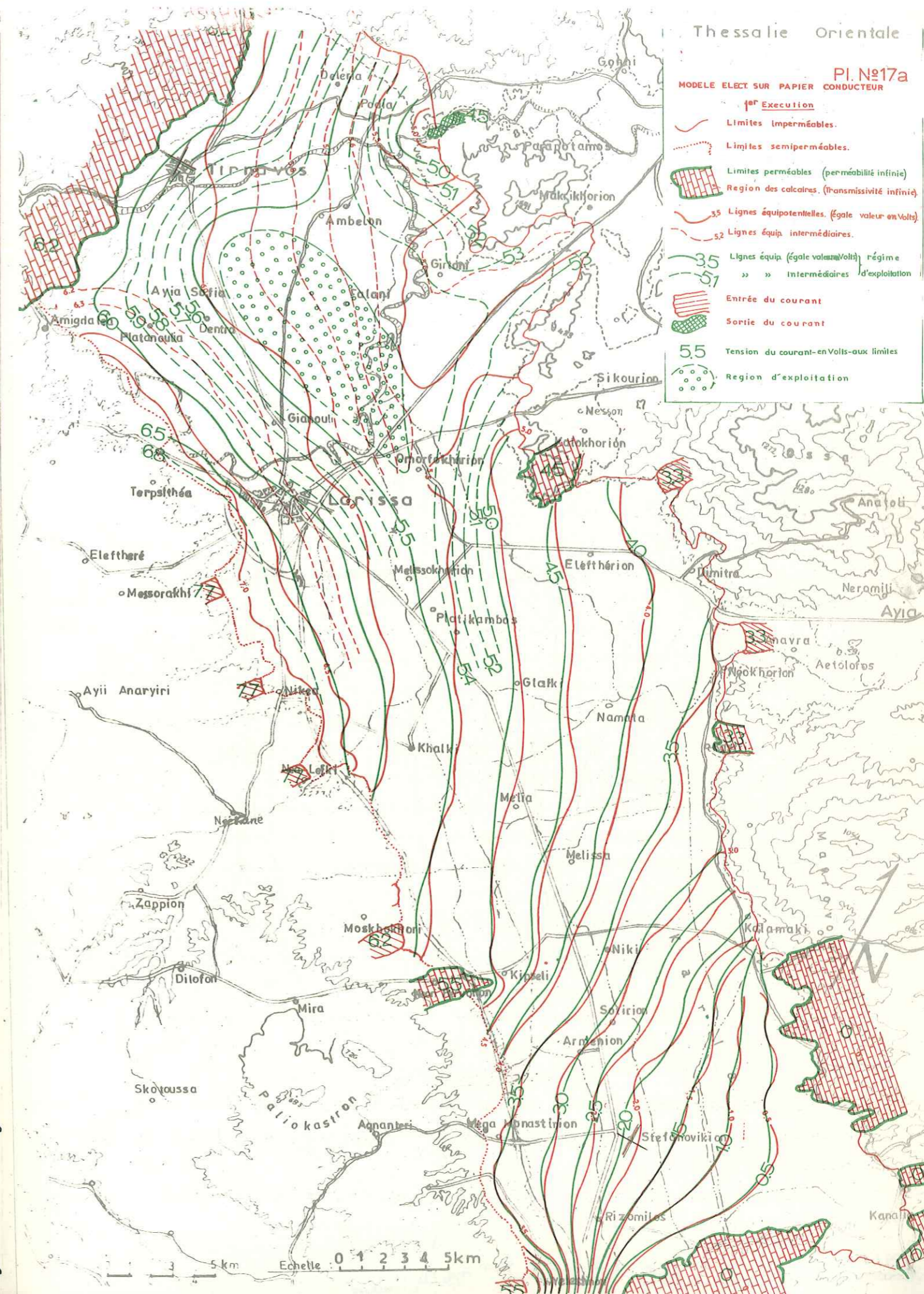
La méthode de la coloration avec des points argent a été essayée pour la première fois. Les résultats obtenus étaient bons ; on a fait des échantillons sur des papiers ^{separés} et on a mesuré la résistivité ou la conductivité électrique des échantillons.

Ainsi nous avons pu obtenir la gamme des transmissivités désirées après expérience sur échantillons.

6.2.3.4 - Conditions aux limites

Puisque l'épaisseur de l'aquifère est très petite par rapport à ses dimensions horizontales, les cotes du substratum du toit des aquifères ne nous intéressent pas, l'épaisseur de l'aquifère intervenant par la transmissivité.

Les échanges d'eau à travers les limites latérales ou les échanges d'eau en surface sont définis et introduits dans le modèle.





L'ensemble des échanges d'eau aux limites latérales et encore les prélèvements d'eau dans la nappe au moyen de forages était calculé et introduit comme entrée ou sortie d'eau, donc comme entrée ou sortie de courant électrique dans le modèle.

6.2.3.5 - Autres perspectives - construction du modèle

Le premier modèle sur papier conducteur représente le régime moyen de la nappe. Comme les variations du niveau d'eau (H) de la nappe sont petites, pendant l'année, le modèle en régime permanent représente, avec une bonne approximation l'état piézométrique moyen de la nappe.

Les hauteurs de la surface piézométrique sont les moyennes annuelles du niveau observé.

La cote la plus basse de la surface piézométrique, qui était 15 m dans les régions de Kanalia, a été utilisée comme 0 du courant électrique ou du châssis du système (point négatif).

Cette valeur a été soustraite de toutes les hauteurs d'eau,

- pour H = 48 m on a $V_1 = 48 - 1,5 = 3,3$ volts
- pour H = 60 m on a $V_2 = 60 - 1,5 = 4,5$ volts
- pour H = 70 m on a $V_3 = 70 - 1,5 = 5,5$ volts
- pour H = 75 m on a $V_6 = 75 - 1,5 = 6,0$ volts
- pour H = 77 m on a $V_4 = 77 - 1,5 = 6,2$ volts (3 entrées du courant)
- pour H = 92 m on a $V_7 = 92 - 1,5 = 7,7$ volts.

On peut faire varier les hauteurs de la surface piézométrique, c'est-à-dire les volts sur chaque entrée ou sortie du courant, en utilisant des potentiomètres. Ainsi nous pouvons avoir un régime transitoire.

Les trois limites que nous avons introduites dans le modèle étaient au NE les imperméables, au SW les semipermeables et au NW et SE les perméables.

Les échanges d'eau étaient mesurés aux limites perméables et semipermeables. L'entrée d'eau était représentée comme courant électrique positif. Il y a 5 régions de tension différente (la quatrième a 3 entrées identiques) et au total 7 entrées du courant électrique.

Les sorties d'eau étaient représentées comme courant électrique négatif. Ici, à part le châssis-point négatif 0 du courant, il y avait une autre sortie d'eau "la sortie du Pinios".

La hauteur d'eau était de 60 m et les volts appliqués de $60 - 1,5 = 4,5$ volts. Cette sortie du courant a été réglée avec un potentiomètre, de même que la région des résurgences ou la valeur en volts était réglée avec un autre potentiomètre (voir figure n° 23).

6.2.4 - L'analogie électrique sur papier conducteur

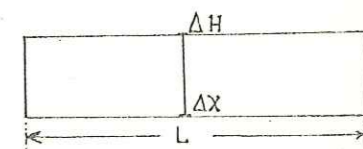
Les deux équations $\vec{Q} = T \text{ grad } H$ et $\vec{I} = 1/\rho \text{ grad } V$ sont les équations analogues générales pour n'importe quel modèle électrique.

L'équation de Darcy dans la nature se présente :

$$Q = LT \frac{\Delta H}{\Delta X} \quad (624.1)$$

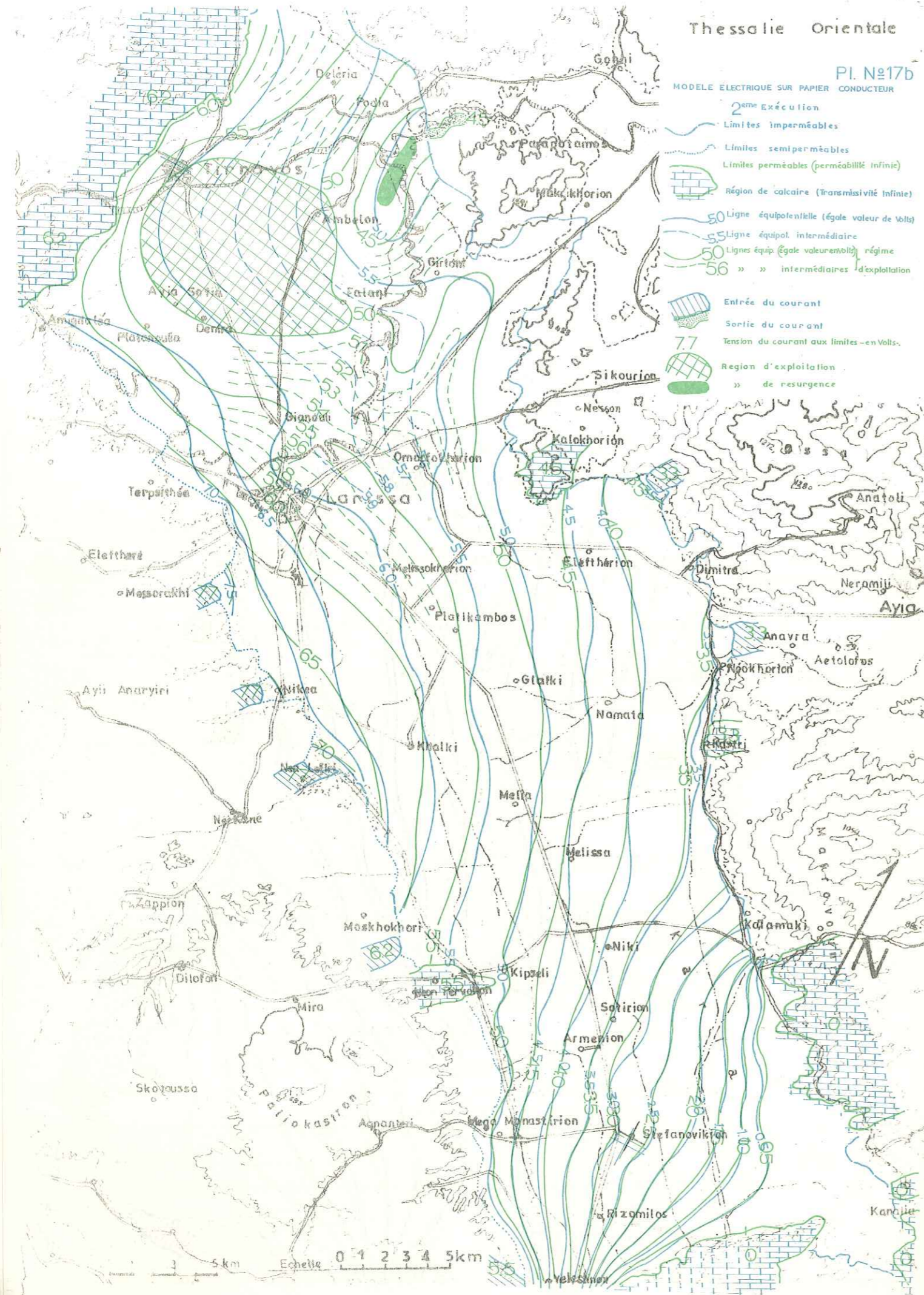
ou L : longueur totale de l'aquifère

T : la transmissivité de l'aquifère,



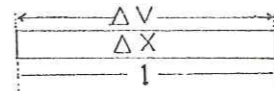
ΔH : la différence de hauteur de l'eau entre les deux points considérés

ΔX : la distance horizontale sur l'axe des points considérés comme les points de référence.



L'analogie électrique est :

$$I = 1 \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta V}{\Delta X} \quad (624.2)$$



ou l : longueur de l'analogie,
 $\frac{1}{\rho}$: conductivité électrique

ΔV : la différence de tension du courant électrique entre deux points considérés.
 ΔX : distance horizontale sur l'axe des points considérés comme les points de référence.

L'analogie sur papier conducteur se fera comme suit :

On connaît, d'après l'équation de Darcy que : $Q = T \cdot i \cdot l$ ou
 $Q = T \cdot \frac{H}{L} \cdot l$ ou encore
 $Q = T \cdot H \cdot \frac{l}{L} \quad (624.3)$

ici i : gradient hydraulique
 l : largeur d'une section
 H : hauteur d'eau
 L : longueur totale de l'aquifère

Mais en électricité on sait que la résistance est $R = \rho \frac{L'}{S'}$ ou on a :

ρ : résistivité électrique
 L' : longueur du papier

S' : section de passage ou encore $1/R = 1/\rho \cdot S'/L'$

D'après la loi d'Ohm $I = \frac{V}{R}$ et l'intensité $I = V \frac{1}{\rho} \frac{S'}{L'}$

Puisque la section de passage $S' = e' \cdot l'$ on peut avoir :

$$I = V \frac{1}{\rho} e' \frac{l'}{L'} \quad (624.4)$$

et $R = \rho \cdot \frac{L'}{e' l'}$

On connaît aussi sur le terrain que la section de passage $S = e \cdot l$ ou

e : épaisseur de l'aquifère, l : largeur.

Le facteur d'échelle donne pour la section $S' = E^2 S$ (surface)

et la longueur $L' = E L$ ou $\frac{S'}{L'} = \frac{E^2 S}{E L} = E \frac{S}{L}$ ou encore :

$$E = \frac{e l}{L} = \frac{e' l'}{L'} \quad \text{et}$$

$$\frac{l'}{L'} = \frac{l}{L} \quad (624.5)$$

D'après les équations (624.3) et (624.4) on a :

$$\frac{Q}{T \cdot H \cdot \frac{l}{L}} = 1 = \frac{I}{V \frac{1}{\rho} e' \frac{l'}{L'}} \quad \text{et :}$$

$$\frac{Q}{T \cdot H \cdot \frac{l}{L}} = \frac{I}{V \frac{1}{\rho} e' \frac{l'}{L'}} \quad \text{E et si le facteur d'échelle est de dimensions } E = \frac{d}{D}$$

on peut donc avoir :

$$\frac{Q}{T \cdot H \cdot D} = \frac{I}{V \frac{1}{\rho} e' d}$$

L'équation peut être établie pour le modèle sur papier électrique avec les caractéristiques du terrain :

Q : débit en m^3/s ,

T : transmissivité en m^2/s .

H : cote piézométrique en m .

D : dimensions du terrain en m .

Sur le papier électrique on a :

I : intensité du courant en ampère.

$\frac{1}{\rho}$: résistivité électrique d'un carré du papier en $ohms/cm^2$.

V : tension du courant en volts.

d : dimensions du papier électrique en m .

La transmissivité T correspond à $\frac{1}{\rho} e' = \frac{1}{\rho}$ c'est la résistance d'un carré du papier électrique.

La comparaison des expressions citées traduit une identité d'expression mathématique et une

correspondance entre grandeurs physiques analogues :

charge hydraulique (niv. piézom.)	H	\longleftrightarrow	potentiel électrique V
Transmissivité T		\longleftrightarrow	inverse de résistance $\frac{1}{R}$
Débit hydraulique Q		\longleftrightarrow	intensité du courant électrique I
Perméabilité K		\longleftrightarrow	conductivité électrique $\frac{1}{\rho}$
Coefficient d'emmagasinement S		\longleftrightarrow	capacité C
Temps réel t_r		\longleftrightarrow	temps électrique t_e
Ainsi que la loi de Darcy $\vec{Q} = -T \text{ grad } H$		\longleftrightarrow	$\vec{I} = -\frac{1}{\rho} \text{ grad } V$
Conditions Laplace $\nabla^2 H = 0$		\longleftrightarrow	$\nabla^2 V = 0$
Conditions à la surface imperméable $\frac{\partial H}{\partial n} = 0$		\longleftrightarrow	$\frac{\partial V}{\partial n} = 0$
Equation de Laplace $H = f(x, y, z)$		\longleftrightarrow	$V = f(x, y, z)$
Sur la surface équipotentielle $H = \text{const.}$		\longleftrightarrow	$V = \text{const.}$

6.2.5 - Facteurs d'échelle

La correspondance entre les paramètres hydrodynamiques et les paramètres électriques a été choisie comme suit :

6.2.5.1 - La hauteur H en mètres de la surface piézométrique avait une correspondance avec la tension en volts et le facteur d'échelle était :

$$H \text{ (m)} = K_1 \cdot V \text{ (volts)} \text{ ou } 1 \text{ m de H} = \frac{1}{10} \text{ volts ou encore :}$$

$$K_1 = \frac{1}{10}$$

6.2.5.2 - Transmissivité. Pour trouver une correspondance entre la Transmissivité du terrain et la conductivité électrique, nous avons établi des valeurs de la résistivité obtenue d'après des expériences sur les échantillons de papier électrique, construit séparément en colorant de petits points avec de la couleur argent, ou coupant des petits points dans le papier.

Ainsi nous avons obtenu pour le premier modèle les valeurs suivantes :

Gammes choisies	Résistivité ρ' en Ohms.m ²	Conductivité électrique X 10 ⁻³ m hos/m ²	Facteur d'échelle	Transmissivité T en X 10 ⁻³ m ² /s
1	3500	0,28	6	1,68
2	2500	0,40	6	2,40
3	1100	0,90	6	5,40
4	650	1,53	6	9,18

Pour le deuxième modèle, nous avons obtenu les valeurs ci-dessous :

Gammes choisies	Resistivité en Ohms.m ²	Conductivité électrique X 10 ⁻³ m hos/m ²	Facteur d'échelle	Transmissivité T en X 10 ⁻³ m ² /s
1	6500	0,15	10	1,5
2	3100	0,35	10	3,5
3	2100	0,5	10	5
4	1000	1	10	10
5	700	1,43	10	14,3
6	510	1,95	10	19,5
7	380	2,63	10	26,3
8	320	3,12	10	31,2
9	240	4,16	10	41,6
10	200	5,00	10	50,0

Donc le facteur d'échelle entre la Transmissivité en m²/s du terrain et la conductivité électrique du papier conducteur avait été :

$$T \text{ (en m}^2\text{/s)} = K_2 \cdot \text{Cond. élec. ou } T = K_2 \cdot \frac{1}{\rho}$$

Ainsi pour le premier modèle on a : $K_2 = 6$ et pour le deuxième modèle nous avons la valeur : $K_2 = 10$.

6.2.5.3 - Débit Q

Le débit d'échange entre l'aquifère et l'extérieur (Q mesuré en m³/s) avait une correspondance avec l'intensité du courant électrique en ampères et le facteur d'échelle était :

$$Q \text{ (m}^3\text{/s)} = K_3 \cdot I \text{ (ampère)}$$

Le facteur K₃ a un rapport avec le K₁ et le K₂ qu'on trouve d'après des équations citées :

$$K_3 = K_2 \cdot K_1, \text{ car :}$$

$$R \text{ (ohms)} = \frac{K_3}{K_1 \cdot T \text{ (m}^2\text{/s)}} \text{ donc pour le premier modèle nous avons :}$$

$$K_3 = 6 \cdot \frac{1}{10} = 0,6 \text{ et pour le deuxième modèle : } K_3 = 10 \cdot \frac{1}{10} = 1$$

6.2.5.4 - Dimensions

Les longueurs D en m du terrain avaient une correspondance avec la longueur du modèle électrique d en m, donc l'échelle arithmétique était :

$$D \text{ (en m)} = K_4 \cdot d \text{ (en m)}$$

or :

$$D = 100\,000 \cdot d \text{ donc}$$

$$K_4 = 100\,000 \text{ pour les deux modèles.}$$

6.2.6. - Les mesures effectuées sur le modèle

Les résistances totales en chaque point du papier conducteur ont été mesurées avant l'envoi du courant électrique.

Après montage du modèle, nous avons envoyé le courant électrique continu prévu à chaque électrode sur les limites du modèle (voir photo n° 23).

Nous avons réglé la sortie du Pinios en 4,5 volts (sortie du courant), ainsi que le 5,5 volts d'envoi du courant au point 3 (tension V₃).

Ensuite nous avons mesuré l'intensité du courant qui passe à chaque électrode du modèle.

On vous donne sur les tableaux suivants les résultats de mesures :

1er MODELE

N° d'électrode	Volts	Résistance mesurée en $\Omega \text{hms} \cdot \text{m}^2$	Intensité théorique calculée en Ampères	Intensité mesurée en Ampères	Facteur d'échelle	Débit en m^3/s
1	3,3	5000	$0,66 \cdot 10^{-3}$	$0,71 \cdot 10^{-3}$	0,6	$0,426 \cdot 10^{-3}$
2	4,5	5800	$0,775 \cdot 10^{-3}$	$0,058 \cdot 10^{-3}$	0,6	$0,0348 \cdot 10^{-3}$
3	5,5	1500	$3,666 \cdot 10^{-3}$	$2,78 \cdot 10^{-3}$	0,6	$1,668 \cdot 10^{-3}$
4	6,0	5800	$1,034 \cdot 10^{-3}$	$2,52 \cdot 10^{-3}$	0,6	$1,526 \cdot 10^{-3}$
5	6,0	6600	$0,909 \cdot 10^{-3}$	$0,05 \cdot 10^{-3}$	0,6	$0,030 \cdot 10^{-3}$
6	6,0	4800	$1,250 \cdot 10^{-3}$	$3,51 \cdot 10^{-3}$	0,6	$2,160 \cdot 10^{-3}$
7	7,7	5000	$1,500 \cdot 10^{-3}$	$1,81 \cdot 10^{-3}$	0,6	$1,082 \cdot 10^{-3}$
Sortie du Pinios	4,5	8000	$0,562 \cdot 10^{-3}$	$0,70 \cdot 10^{-3}$	0,6	$0,420 \cdot 10^{-3}$

2em MODELE

N° d'électrode	Volts	Résistance mesurée en $\Omega \text{hms} \cdot \text{m}^2$	Intensité théorique calculée en Ampères	Intensité mesurée en Ampères	Facteur d'échelle	Débit en m^3/s
1	3,3	3900	$0,847 \cdot 10^{-3}$	$0,82 \cdot 10^{-3}$	1	$0,82 \cdot 10^{-3}$
2	4,5	4000	$1,124 \cdot 10^{-3}$	$0,32 \cdot 10^{-3}$	1	$0,32 \cdot 10^{-3}$
3	5,5	970	$5,671 \cdot 10^{-3}$	$3,80 \cdot 10^{-3}$	1	$3,80 \cdot 10^{-3}$
4	6,2	2120	$2,922 \cdot 10^{-3}$	$3,45 \cdot 10^{-3}$	1	$3,45 \cdot 10^{-3}$
5	6,2	2610	$2,475 \cdot 10^{-3}$	$0,015 \cdot 10^{-3}$	1	$0,015 \cdot 10^{-3}$
6	6,0	3180	$1,885 \cdot 10^{-3}$	$0,02 \cdot 10^{-3}$	1	$0,02 \cdot 10^{-3}$
7	7,7	2210	$3,486 \cdot 10^{-3}$	$2,20 \cdot 10^{-3}$	1	$2,20 \cdot 10^{-3}$
Sortie du Pinios 8	4,5	4000	$1,124 \cdot 10^{-3}$	$0,93 \cdot 10^{-3}$	1	$0,93 \cdot 10^{-3}$
Résurgence 9	4,5	2000	$2,248 \cdot 10^{-3}$	$1,60 \cdot 10^{-3}$	1	$1,60 \cdot 10^{-3}$

Les résultats de mesures indiquent que le premier modèle avait une valeur de T et Q très petite par rapport aux valeurs réelles.

Le deuxième modèle avait des valeurs de T et de Q qui se rapprochent des valeurs réelles, mais aussi légèrement plus petites.

6.2.7 - Exploitation du modèle électrique

Pendant les premières mesures sur le modèle, nous n'avons pas envisagé de variations des quantités d'eaux exploitées.

L'exploitation du modèle a été faite ensuite dans la région de Tirnavos. Là, nous avons supposé un abaissement du niveau de l'eau des aquifères d'environ 5 m, donc diminué de 0,5 volt la tension sur le modèle et étudié l'effet sur l'ensemble du modèle.

Sur le premier modèle, nous avons mesuré une intensité de 1,3 mA, ce qui montre un débit $Q_1 = 1,3 \cdot 0,6 \text{ m}^3/\text{s} = 0,78 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}$.

Le deuxième modèle a donné comme intensité 4,3 mA, donc un débit de $Q_2 = 1 \cdot 4,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s} = 4,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$.

Les valeurs des débits qui passent par chaque électrode aux limites étaient :

N° d'électrode	Volts	Résistance mesurée en Ωhms	Intensité mesurée en exploitation en Ampère	Intensité avant en ampères	Facteur d'échelle	Débit en m^3/s
1	3,3	3900	$0,80 \cdot 10^{-3}$	$0,82 \cdot 10^{-3}$	1	$0,80 \cdot 10^{-3}$
2	4,5	4000	$0,37 \cdot 10^{-3}$	$0,32 \cdot 10^{-3}$	1	$0,37 \cdot 10^{-3}$
3	5,5	970	$3,80 \cdot 10^{-3}$	$3,80 \cdot 10^{-3}$	1	$3,80 \cdot 10^{-3}$
4	6,2	2120	$4,20 \cdot 10^{-3}$	$3,45 \cdot 10^{-3}$	1	$4,20 \cdot 10^{-3}$
5	6,2	2610	$0,013 \cdot 10^{-3}$	$0,015 \cdot 10^{-3}$	1	$0,013 \cdot 10^{-3}$
6	6,0	3180	$0,20 \cdot 10^{-3}$	$0,20 \cdot 10^{-3}$	1	$0,20 \cdot 10^{-3}$
7	7,7	2210	$2,20 \cdot 10^{-3}$	$2,20 \cdot 10^{-3}$	1	$2,20 \cdot 10^{-3}$
Sortie du Pinios 8	4,5	4000	$0,90 \cdot 10^{-3}$	$0,93 \cdot 10^{-3}$	1	$0,90 \cdot 10^{-3}$
Resurgence 9	4,5	2000	$1,60 \cdot 10^{-3}$	$1,60 \cdot 10^{-3}$	1	$1,60 \cdot 10^{-3}$
Exploitation	4,5	68	$4,30 \cdot 10^{-3}$	—	1	$4,30 \cdot 10^{-3}$

6.2.8. - Les résultats et les conclusions

Toutes les conditions aux limites et les résultats des modèles ont été présentés sur les cartes des modèles électriques et sur la photographie n°6. Les lignes équipotentielles d'égal voltage ont été présentées sur les cartes n° 17 a et n° 17 b.

En général la forme des lignes équipotentielles de courant est presque identique aux courbes isopiézométriques sur des cartes piézométriques.

- En comparant les lignes équipotentielles avec des courbes isopiézométriques on trouve que, au premier modèle il y a des écarts sensibles, surtout dans la région de Karla, par contre, dans le deuxième modèle, les écarts sont moins grands.

- La transmissivité obtenue n'atteint pas les valeurs réelles, mais si on veut comparer les valeurs obtenues aux valeurs réelles on peut changer le facteur d'échelle de la transmissivité. Dans ce cas les petites valeurs seront beaucoup trop augmentées, alors que les grandes valeurs arriveront aux réelles. On pourrait envisager de réaliser une distorsion d'échelle mais elle serait difficile à calculer et l'on n'aurait plus de correspondance entre les équipotentielles électriques et les courbes isopièzes.

6.3. - CONCLUSION ET COMPARAISON

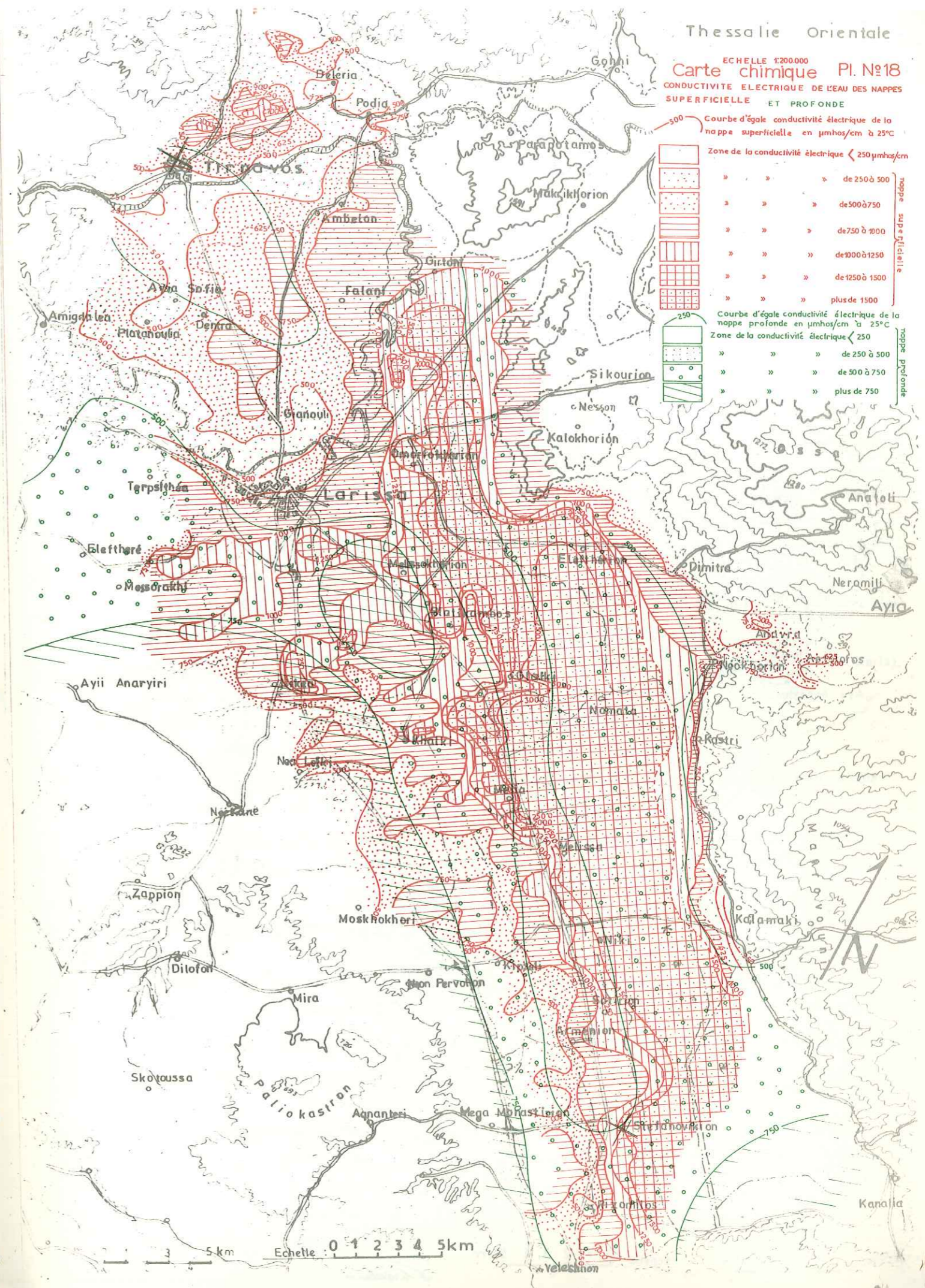
Les données nécessaires pour l'élaboration d'un modèle sont nombreuses. Ainsi les documents et les mesures suivants sont indispensables :

- L'inventaire des puits d'eau de la région est le premier document indispensable ;
- La géologie de surface et la connaissance précise de l'extension des aquifères ;
- L'interprétation des sondages électriques et de tout travail géophysique existants ;
- L'évaluation des ressources disponibles ;
- La forme de l'aquifère et sa nature, les conditions aux limites ;
- L'alimentation et les exutoires aux limites, le sens d'écoulement, la vitesse d'écoulement de la nappe ;
- Mesures : hauteurs piézométriques, débit des sources, apports dans la nappe par l'infiltration, prélèvements de la nappe, Echanges d'eau à travers les limites (quantités) ;
- Détermination des paramètres hydrodynamiques : transmissivité et coefficient d'emmagasinement à partir des essais de pompage.

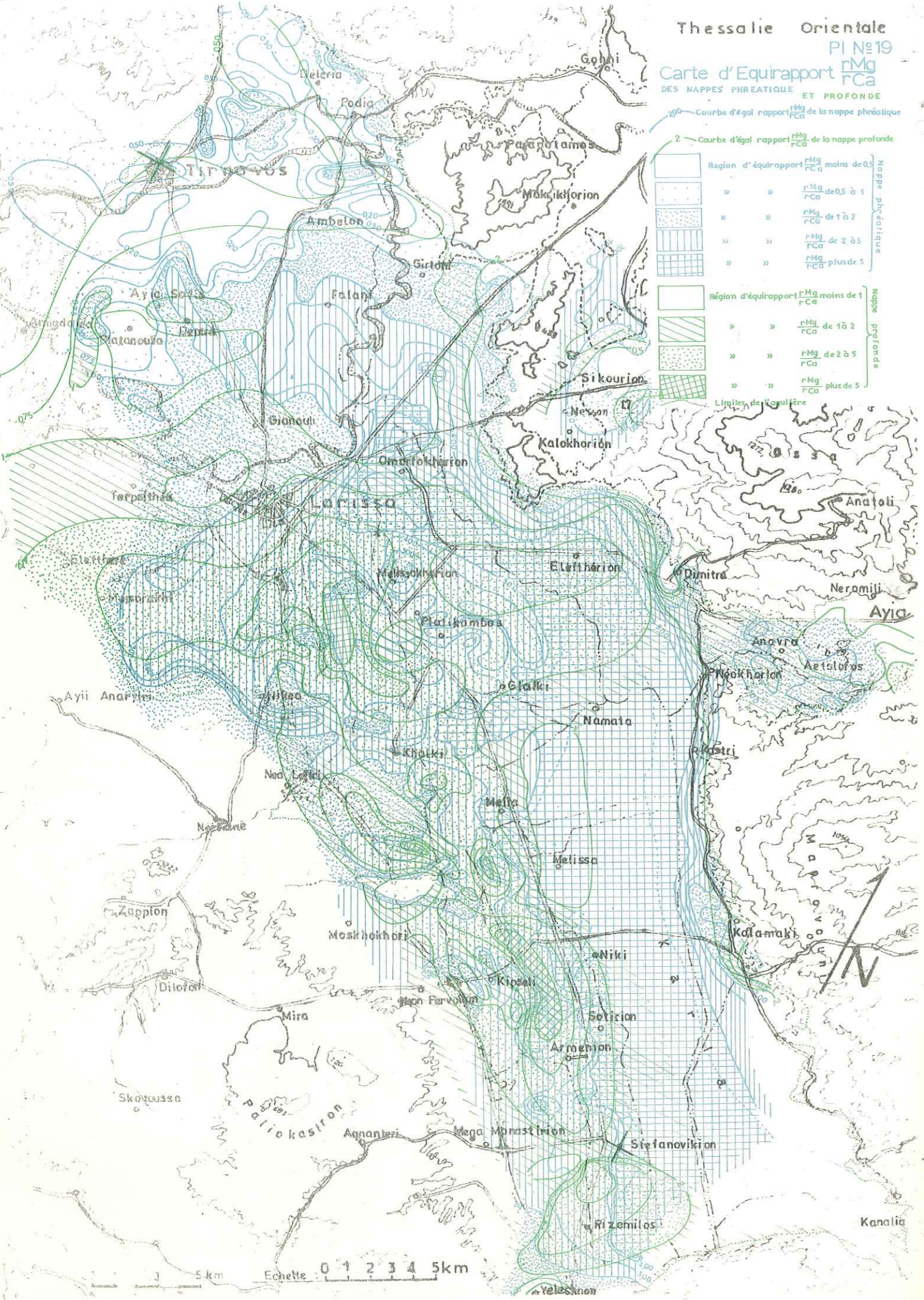
Dans le cas du modèle électrique, les données pourront être moins nombreuses, par exemple, on peut faire le modèle en régime permanent ; alors il n'est pas tout à fait indispensable d'avoir les variations annuelles (ou pendant un temps déterminé) de la surface piézométrique.

Le modèle électrique est très économique par rapport au modèle mathématique. La précision du modèle électrique en régime permanent est aussi grande ou plus grande que celle du modèle mathématique, car le papier conducteur est un milieu continu, tandis que sur le modèle mathématique on est obligé de faire les mailles limitées.

Le modèle mathématique pourra donner des résultats sur le comportement des aquifères pendant un temps déterminé car l'étude des variations du niveau d'eau pendant ce temps pourra être précisée et réglé sur le modèle.



Thessalie Orientale
PI N°19
Carte d'Equirapport
DES NAPPES PHREATIQUE ET PROFONDE



7. - HYDROCHIMIE

Dans le chapitre suivant nous examinerons la qualité des eaux souterraines de la région d'après les analyses complètes faites sur des échantillons pris dans les 1350 points d'eau.

L'analyse complète comporte des éléments suivants :

Anions en mé/l : HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} .

Cations en mé/l : Ca^{++} , Mg^{++} , $Na^+ + K^+$.

PH électrométrique, conductivité électrique à 25°C, Résidu sec en mg/l ou p.p.m., dureté totale permanente et temporaire en degré Allemand.

On a mesuré sur le terrain la température de l'eau.

7.1. - QUALITE DES EAUX

L'étude chimique des nappes nous a permis de constater que la qualité des eaux est bonne ou très bonne. Elle nous a permis :

- de distinguer la différence de la nature entre les eaux de la nappe phréatique et les eaux profondes dans chaque région,
- de mettre en évidence l'influence de l'évaporation dans l'ancien lac de Karla (eau salée dans le Karla), ainsi que la remontée d'eau depuis les nappes profondes jusqu'en surface,
- de préciser et de délimiter les zones d'alimentation des nappes ou l'origine de l'eau,
- de préciser les zones des pertes naturelles des eaux par les nappes.

L'étude chimique a été faite avec les cartes de la conductivité électrique des eaux et les cartes d'équirapports de divers éléments Ca^{++} , Mg^{++} , Cl^- ou SO_4^{2-} .

La représentation graphique des analyses d'eau nous a permis de grouper les eaux de même qualité dans les différentes régions.

7.2. - CONDUCTIVITE ELECTRIQUE DES EAUX

Pour la conductivité électrique des eaux, une carte a été établie sur le fond topographique au 1 : 200 000 (voir planche N° 18).

Il y a une différence évidente entre la conductivité électrique des eaux phréatiques et celle des eaux profondes.

L'interprétation de la carte après avoir tracé les courbes d'égale conductivité électrique, laisse apparaître plusieurs zones individualisées pour la nappe phréatique réparties sur l'ensemble de la région étudiée et quatre zones pour la nappe profonde.

Ainsi sur la carte de la nappe phréatique nous avons choisi cinq classes :

- une classe de conductivité électrique inférieure de 500 μ mhos/cm à 20°C.
- une " " " " comprise entre 500 et 750 μ mhos/cm à 20°C.
- une " " " " " " 750 et 1000 μ mhos/cm à 20°C.
- une " " " " " " 1000 et 1500 μ mhos/cm à 20°C.
- une " " " " " supérieure de 1500 μ mhos/cm à 20°C.

La première classe -eau très peu chargée en sels- se présente dans les régions de Tirnavos - Larissa, Néon-Perivolion, Mega-Monastirion et Rizomilos, zones qui bénéficient de l'alimentation des rivières Titarissios, Pinios et d'autres rivières.

La deuxième classe -eau peu chargée en sels- se présente dans les régions Platanouléa, Ambelon, Falani, et au SW de Khalki-Kipseli.

La troisième classe -eau chargée normalement en sels- se présente dans les régions de Larissa, Omorphokhori, Girtoni, Platicambos, Khalki, Modestos, Melia, Niki et Armenion.

La quatrième classe -eau chargée en sels- se présente sur les bordures de l'ancien lac de Karla, là où l'évaporation de l'eau est assez forte et la concentration en sels dans l'eau commence à être grande.

Enfin la cinquième classe se présente entièrement dans la région de Karla. L'eau est très chargée en sels puisqu'après l'évaporation de l'eau la concentration en sels devient très grande (Résidu sec plus de 2000 mg/l).

Pour la nappe profonde, il y a une zone de très bonne qualité dans la région du cône de Titarissios (C. é. < 250 μ mhos/cm à 20°C). Une deuxième zone de conductivité électrique comprise entre 250 et 500 μ mhos/cm à 20°C couvre une grande surface dans la région de Tirnavos-Larissa et s'étend jusqu'au village de Stefanovikion.

La troisième zone de conductivité électrique comprise entre 500 et 700 mhos/cm à 20°C couvre aussi une très grande surface à la bordure SW et dans la région de Karla.

Enfin une quatrième zone chargée c'est-à-dire de conductivité électrique supérieure à 750 mhos/cm à 20°C couvre la région des collines au SW de Larissa.

7.3. - LES ZONES DE DIVERS ELEMENTS

Parmi les divers éléments de l'eau analysés, nous avons choisi l'équirapport $\frac{rMg}{rCa}$ et l'équirapport $\frac{rSO_4}{rCl}$, car leur étude est classique et représentative sur les cartes.

Il nous a paru intéressant de tracer les courbes d'équirapport $\frac{rMg}{rCa}$ et $\frac{rSO_4}{rCl}$ séparément pour chacune des nappes phréatique et profonde.

7.3.1 - Carte d'équirapports $\frac{rMg}{rCa}$ (Planche N° 19)

Nous avons tracé pour chaque nappe les courbes d'équirapport $\frac{rMg}{rCa}$. Sur la carte nous avons : pour la nappe phréatique les courbes $\frac{rMg}{rCa}$ de 0.2, 0.5, 0.75, 1, 2, 3, 4, 5 et 10, et pour la nappe profonde les courbes $\frac{rMg}{rCa}$ de 0.5, 0.75, 1, 2, 3, 4 et 5. Ainsi nous avons quatre classes pour chacune des deux nappes (moins de 1, de 1 à 2, de 2 à 5 et plus de 5).

L'allure générale des zones de même rapport $\frac{rMg}{rCa}$ indique, pour la nappe phréatique, des grandes valeurs - plus de 5 - dans la région de Karla, là où on a eu des dépôts de sels à cause de l'évaporation intense et des petites valeurs dans la région de Tirnavos là où l'eau se renouvelle à cause des résurgences et à cause des pompages par les puits.

Pour les nappes profondes on a de grandes valeurs -plus de 5- dans les régions bordières SW. On peut remarquer qu'ici le renouvellement de l'eau profonde n'est pas encore très grand, car il n'existe que peu de forages profonds dans la région, tandis que dans les régions Tirnavos, Larissa et Ayia les pompages sont nombreux dans les forages profonds existants. On peut observer un renouvellement de l'eau dans la région de Kanalia. Ici la vidange des nappes se fait vers la mer à travers les marbres perméables.

Le calcium provient surtout des massifs de marbres et calcaires et le magnésium des roches dolomitiques ou des roches cristallines contenant des ferro-magnésien des micas mais très spécialement des serpentines. Le magnésium étant plus soluble que le calcium se trouve en plus forte concentration dans les zones où s'achève l'évaporation comme l'ancien lac de Karla.

7.3.2 - Carte d'équirapport $\frac{rSO_4}{rCl}$ (planche N° 20)

Nous avons tracé les courbes d'équirapport $\frac{rSO_4}{rCl}$ de 0.30, 0.5, 1 et 2 ; ainsi nous avons trois classes dans la région d'étude.

L'équirapport $\frac{rSO_4}{rCl}$ est le même pour les nappes phréatiques et profondes.

Nous remarquons une augmentation très sensible du rapport $\frac{rSO_4}{rCl}$ vers les régions bordières et une diminution au milieu de la plaine.

En comparant cette carte avec la carte de la transmissivité on remarque une ressemblance assez bonne.

Dans la région, les chlorures proviennent surtout de ceux contenus dans les eaux météoriques ou précipités par évaporation dans la cuvette de l'ancien lac de Karla.

Les sulfates ont eux une origine plus difficile à déterminer et que l'on peut rechercher soit du côté des évaporites du Trias peu connus dans le bassin versant de Larissa, soit du côté de l'oxydation de pyrites contenues dans les formations cristallines ou dans les marnes pliocènes.

7.4. - REPRESENTATION GRAPHIQUE DES ANALYSES D'EAU

Pour la représentation graphique des analyses chimiques le diagramme logarithmique de SCHOELLER - BERKALOFF a été utilisé pour grouper les eaux de même qualité.

Sur ce diagramme on a distingué les qualités en échelle de la potabilité Bonne, Passable, Médiocre, Mauvaise, Momentanée et Impotable.

Nous avons tracé sur des calques les diagrammes des analyses de 1350 points d'eau, puis nous avons comparé chaque diagramme pour faire des groupements.

On a distingué les eaux peu profondes ou phréatiques (profondeur moins de 30 m) des eaux profondes trouvées à plus de 30 m de profondeur (voir figure N° 24 de 1 à 9 groupes).

Ainsi nous avons les groupes des nappes profondes et peu profondes sur les tableaux suivants.

GROUPES DES NAPPES PROFONDES

Groupes	Nbr des points d'eau	Formule caractérist. de composition chimique	Localités	Formations lithologiques	Catégorie de l'eau
1 b	6	$r Ca > r Mg > r(Na+K) > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Rodia, Makrikhori		Bicarbonatée Calciq
1 c	39	$r Ca > r Mg > r(Na+K) > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Ambelon, Platanoulia, Kastri, Koutsokhiron, Dimitra, Girtoni, Kiparissos, Kipseli, Rodia.	Alluviaux profonds	
2 a	8	$r Ca > r Mg > r(Na+K) > r Cl > r HCO_3 > r SO_4$	Tirnavos, Damassi, Kanalia, Karla, Rizomilos, Kipseli, Nea Lefki, Girtoni, Tirnavos, Dentra, Platanoulea, Larissa, Terpsithéa, Khalki, Dimitra, Neokhori, Lofiskos, Armenion, Tirnavos (marbres)	Alluvions et marbres	Chlorurée calciq
4	58	$r Mg > r Ca > r(Na+K) > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Nikea, Nea Lefki, Khalki, Kiparissos, Kipseli, Rizomilos, Kastri, Kanalia, Karla.	roches cristallines	Bicarbonatée magnésienne
5 b	59	$r Mg > r(Na+K) > r Ca > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Nikea, Nea Lefki, Khalki, Kiparissos, Kipseli, Rizomilos, Kastri, Kanalia, Karla.	Conglomérats du pleistocène	Bicarbonatée magnésienne
6 b	37	$r(Na+K) > r Mg > r Ca > r Cl > r HCO_3 > r SO_4$	Girtoni, Larissa, Omorphokhorion, Platicambos, Khalki, Nikea, Melia, Niki, Armenion, Stefanovikion, Kalamaki, Platicambos, Glafki, Nikea, Melissa, Koutsokhiron.	Conglomérats alluvionaires	Chlorurée sodique
6 c		$r(Na+K) > r Mg > r Ca > r Cl > r SO_4 > r HCO_3$			
9	10	$r(Na+K) > r Ca > r Mg > r Cl > r HCO_3 > r SO_4$	Girtoni et Dimitra.	Alluvions influencées	Chlorurée sodique

GROUPES DES NAPPES PHREATIQUES

Groupes	Nbr des points d'eau	Formule caractérist. de composition chimique	Localités	Formations lithologiques	Catégorie de l'eau
1	267	$r Ca > r Mg > r(Na+K) > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Tirnavos, Aryiropoulion, Ambelon, Falani, Ayia, Kalamaki, Kipseli, Platanoulia, Dentra, Damassi, cône de Titarissios, Kilas, Kiparissos, Sikourion, Goni	Calcaire	Bicarbonatée calciq
1 a		$r Ca > r Mg > r(Na+K) > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Tirnavos, Aryiropoulion, Deleria, Ambelon, marbre de Tirnavos.		
2	51	$r Ca > r Mg > r(Na+K) > r HCO_3 > r SO_4 > r Cl$	Tirnavos, Aryiropoulion, Deleria, Ambelon.	Alluvions	Bicarbonatée calciq
3	14	$r Ca > r(Na+K) > r Mg > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Ambelon, Deleria, Aryiropoulion.	Alluvions influencées par les marbres	Bicarbonatée calciq
4	259	$r Mg > r Ca > r(Na+K) > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Tirnavos, Ambelon, Falani, Ayia-Sofia, Platanoulia, Dentra, Nikea, Khalki, Koulourion, Girtoni, Platicambos, Melia, Melissa, Kalamaki, Kipseli, Niki, Armenion, Stefanovikion, Ayia, plaine de Sikourion-Goni.	Alluvions influencées par le cristallin	Bicarbonatée magnésienne
4 a		$r Mg > r Ca > r(Na+K) > r HCO_3 > r SO_4 > r Cl$	Tirnavos, Deleria, Aryiropoulion, Deleria.		
5	136	$r Mg > r(Na+K) > r Ca > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Tirnavos, Aryiropoulion, Rodia, Ambelon, Larissa, Koulourion, Girtoni, Omorphokhorion, Platicambos, Eleftherion, Nikea, Khalki, Kipseli, Glafki, Melissa, Niki, Lofiskos, Armenion, Stefanovikion, Rizomilos, Omorphokhorion, Melissokhorion, Platicambos, Modestos, Melea, Stefanovikion.	Alluvions peu profondes	Bicarbonatée magnésienne
5 a		$r Mg = r(Na+K) > r Ca > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$			
6	78	$r(Na+K) > r Mg > r Ca > r Cl > r HCO_3 > r SO_4$	Girtoni, Koulourion, Omorphokhorion, Melissokhorion, Platicambos, Nikea, Glafki, Melissa, Niki, Sotorion, Kipseli, Dimitra, Stefanovikion.	Conglomérats alluvionaires concentrés	Chlorurée sodique
6 a		$r(Na+K) > r Mg > r Ca > r Cl > r SO_4 > r HCO_3$	Omorphokhorion, Melissokhorion, Platicambos, Nikea, Eleftherion, Khalki, Melissa, Modestos.		
7	7	$r(Na+K) > r Mg > r Ca > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Platicambos, Lofiskos, Rizomilos	Alluvions	Bicarbonatée sodique
7 a		$r(Na+K) > r Mg > r Ca > r HCO_3 > r SO_4 > r Cl$	Rodia		
8	2	$r(Na+K) > r Ca > r Mg > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Ayia, Ambelon	Alluvions	Bicarbonatée sodique

Fig. N°24

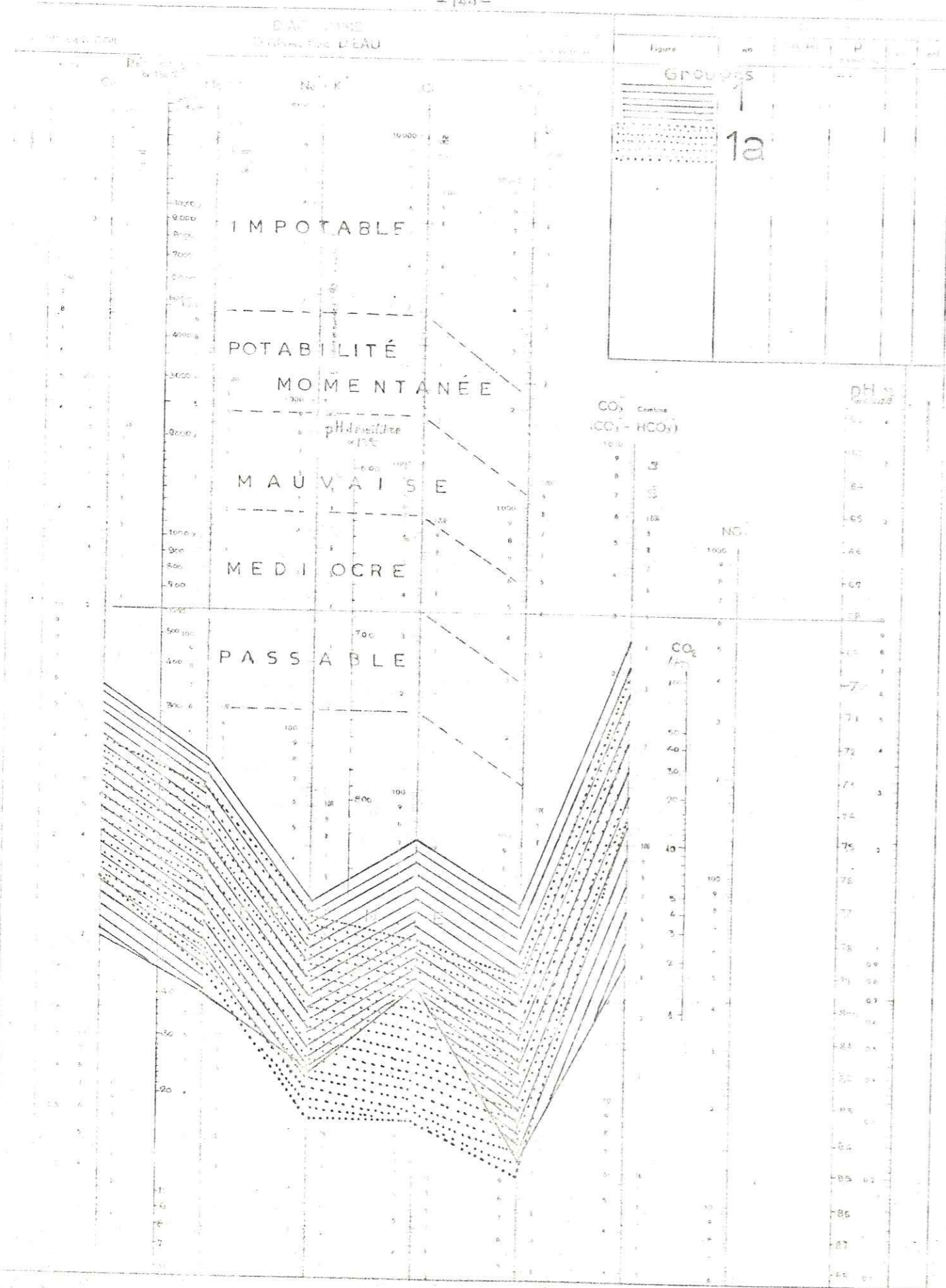


Fig. N°24

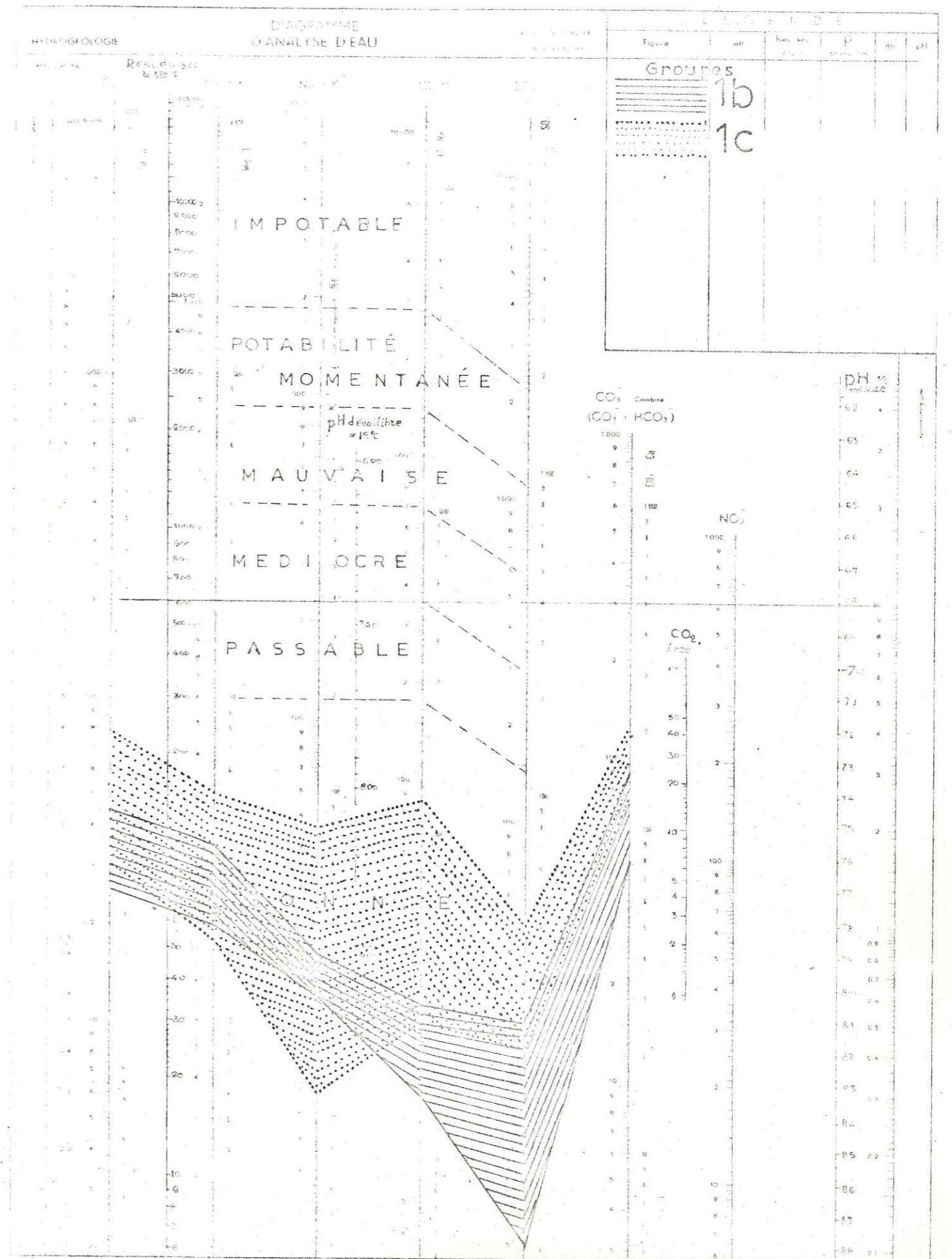


Fig. N°24

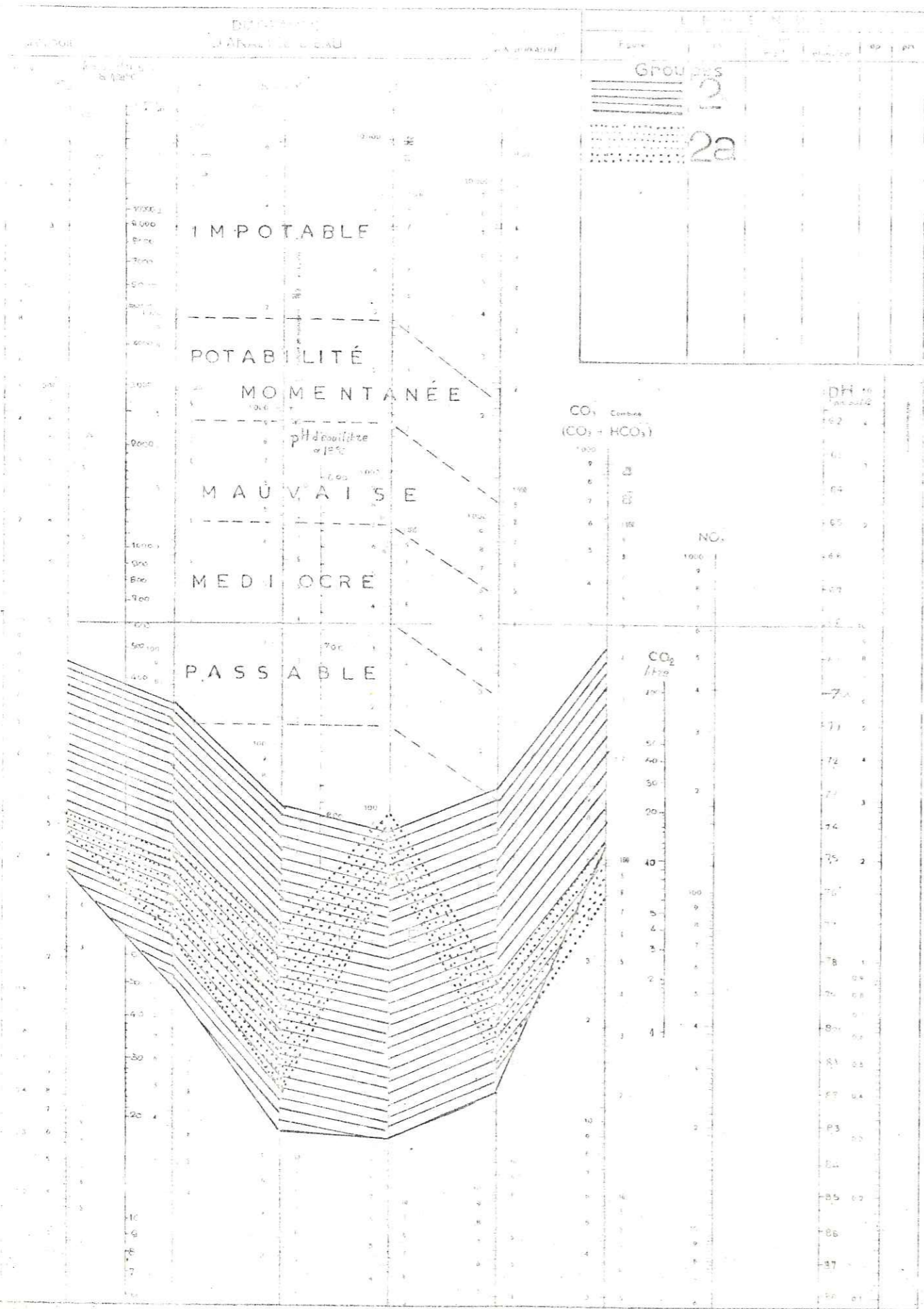


Fig. N°24

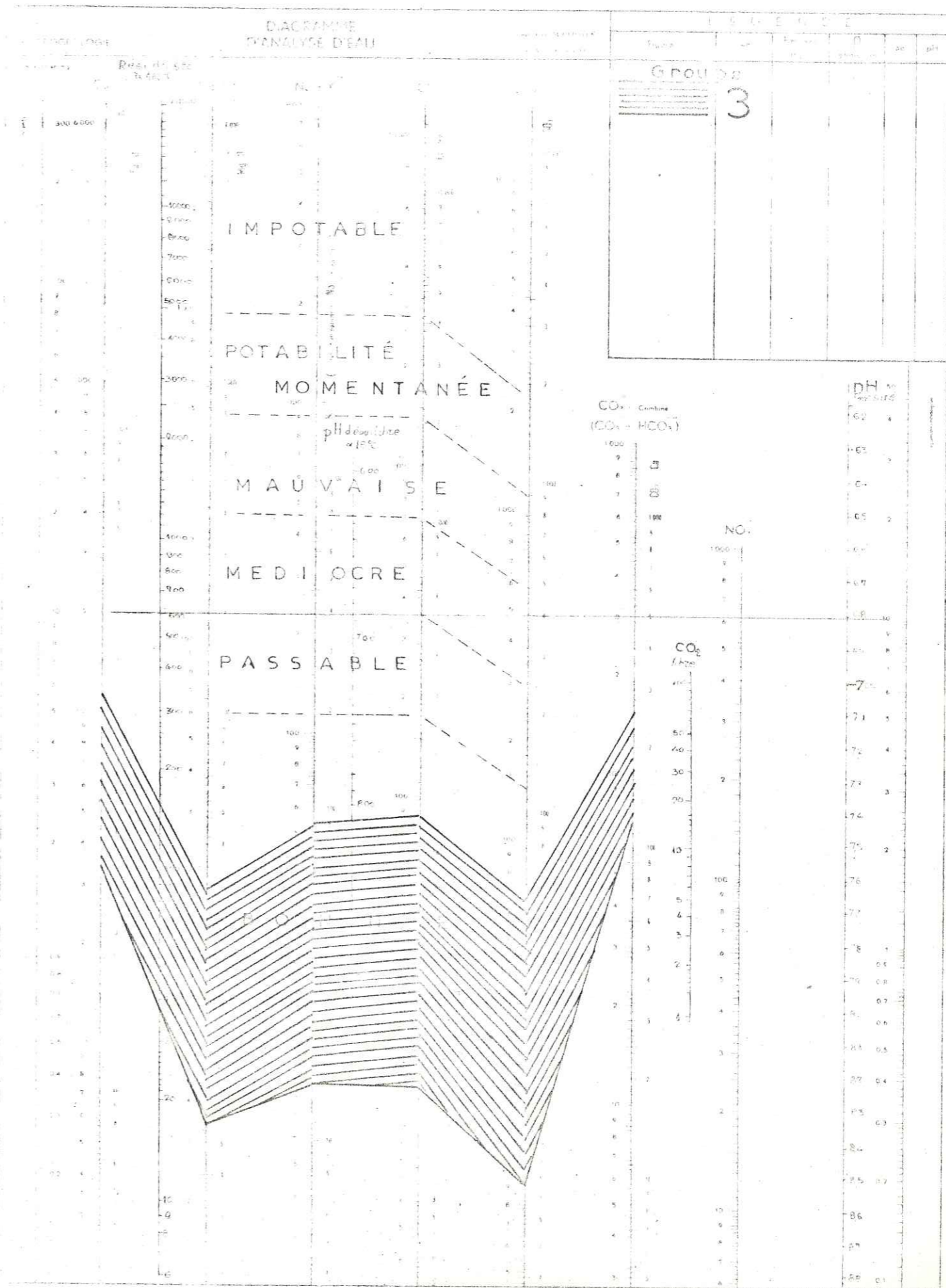


Fig. N°24

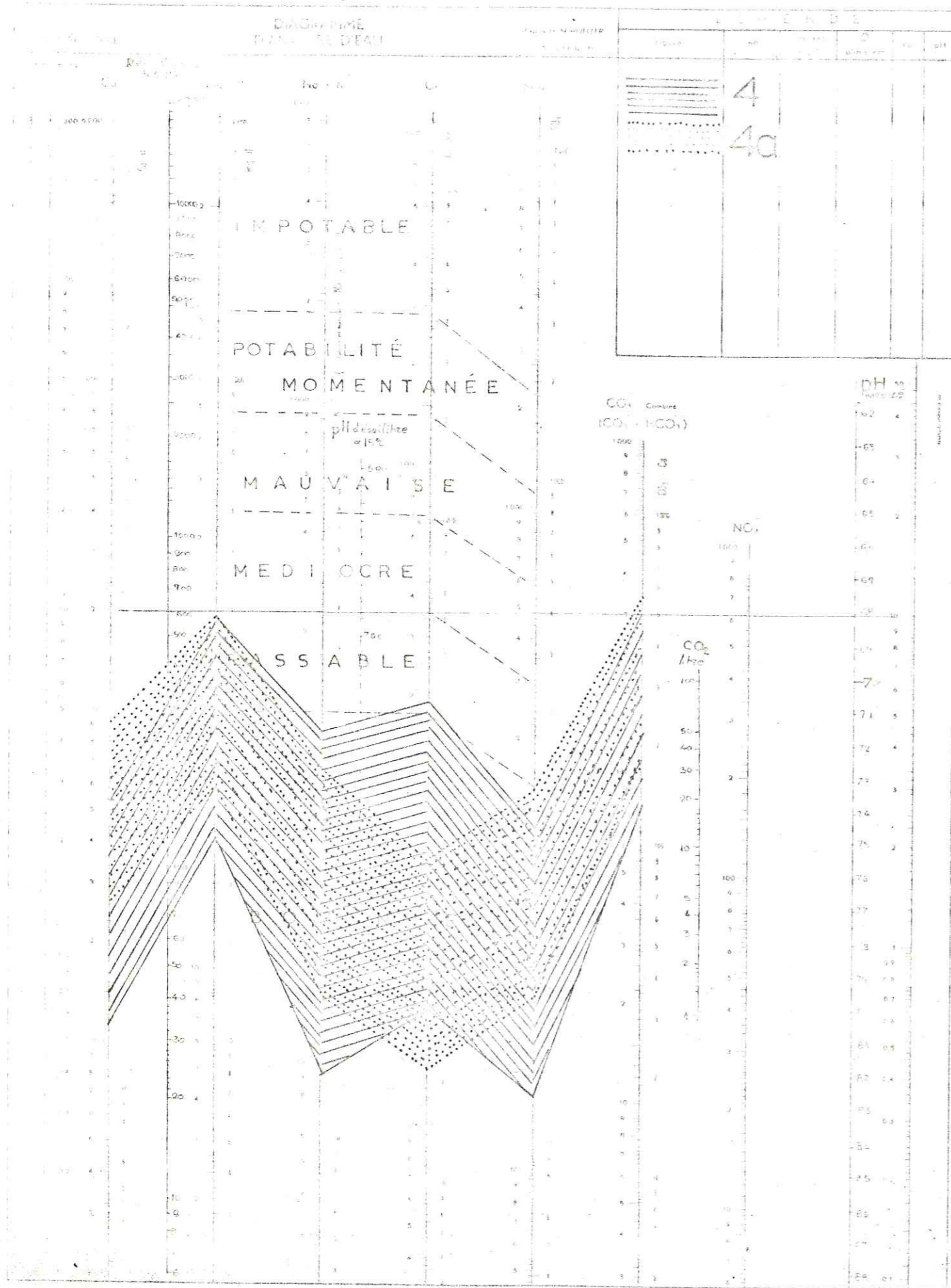


Fig. N°24

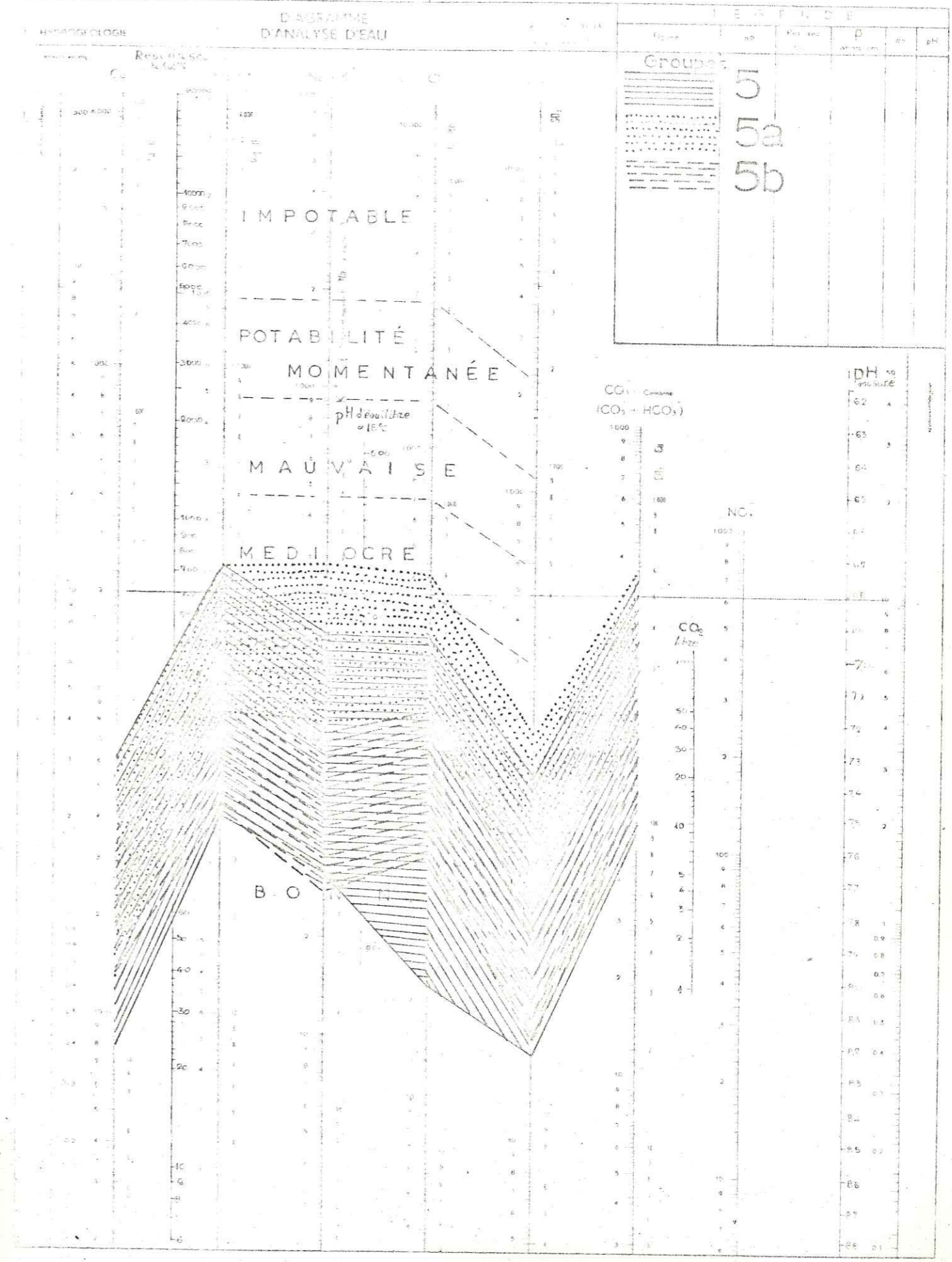


Fig. N°24

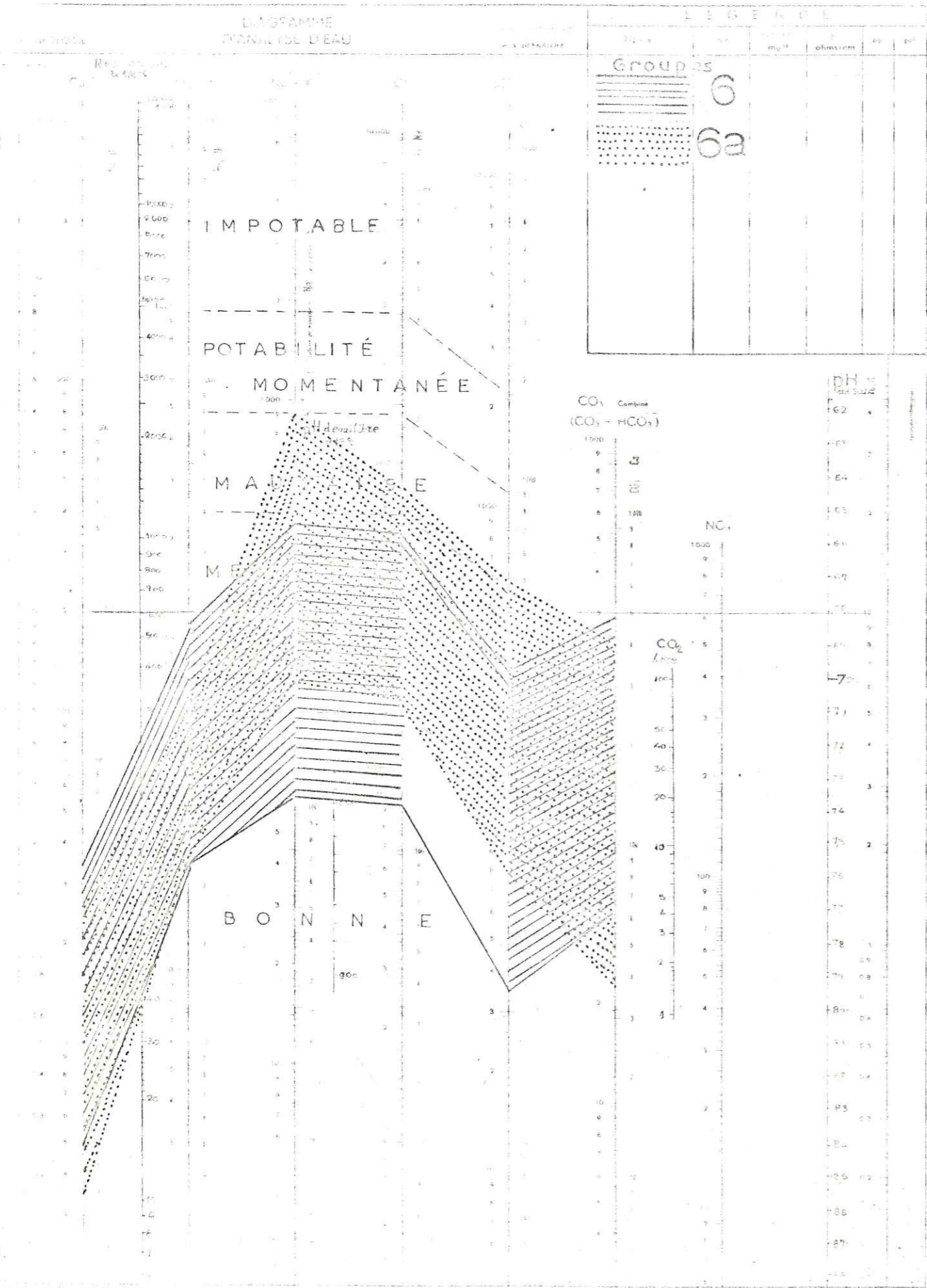


Fig. N°24

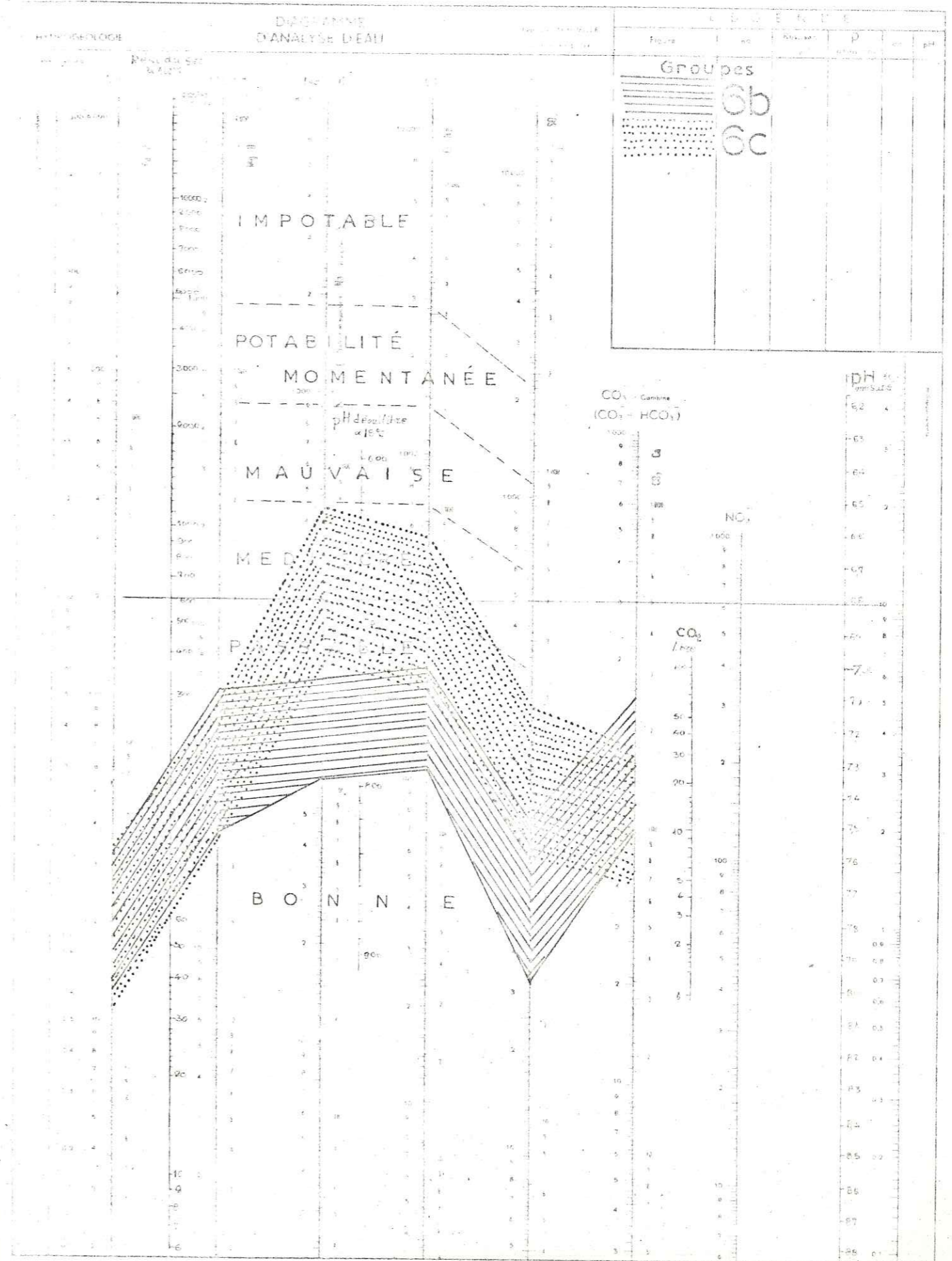


Fig. N°24

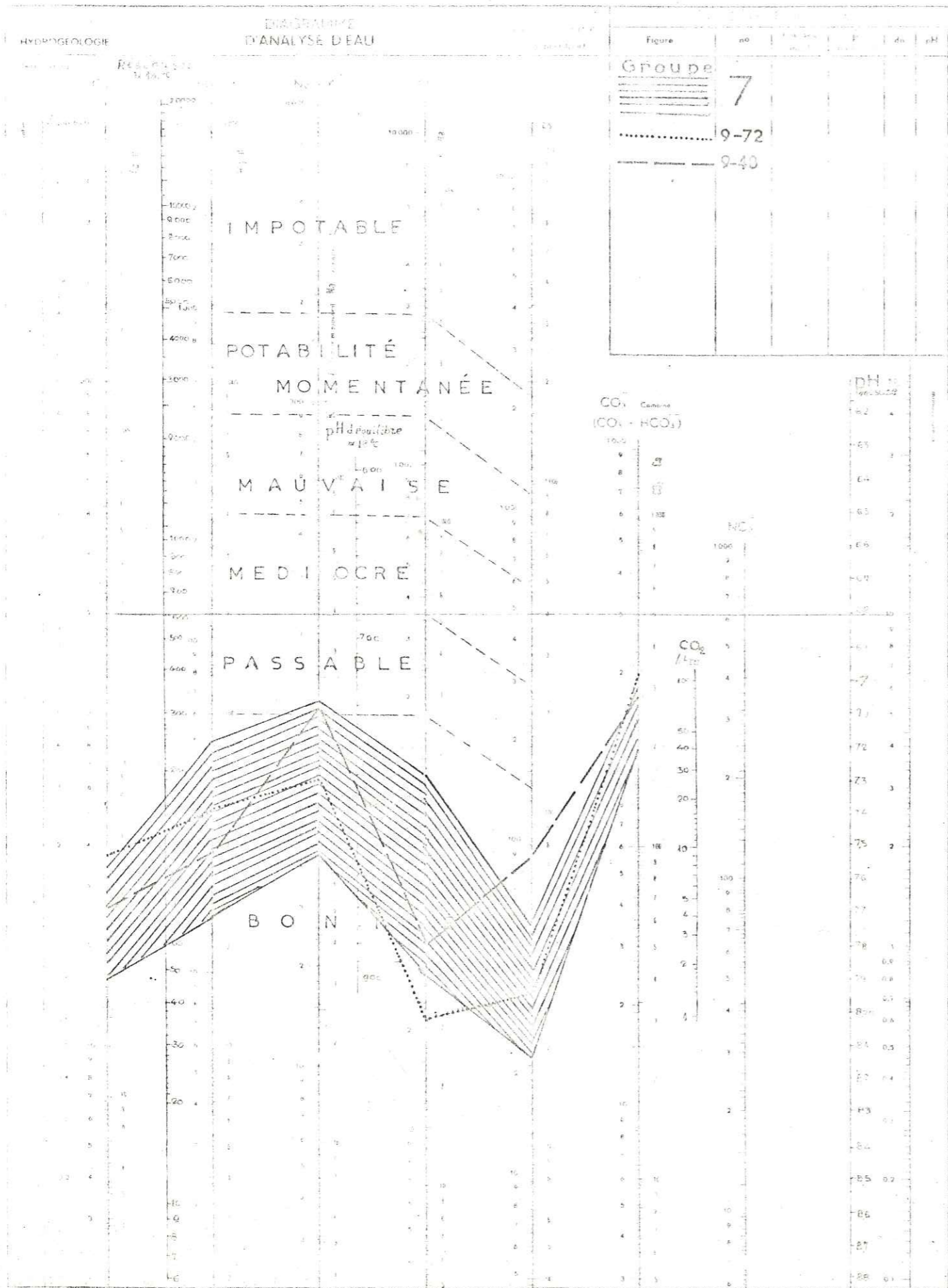
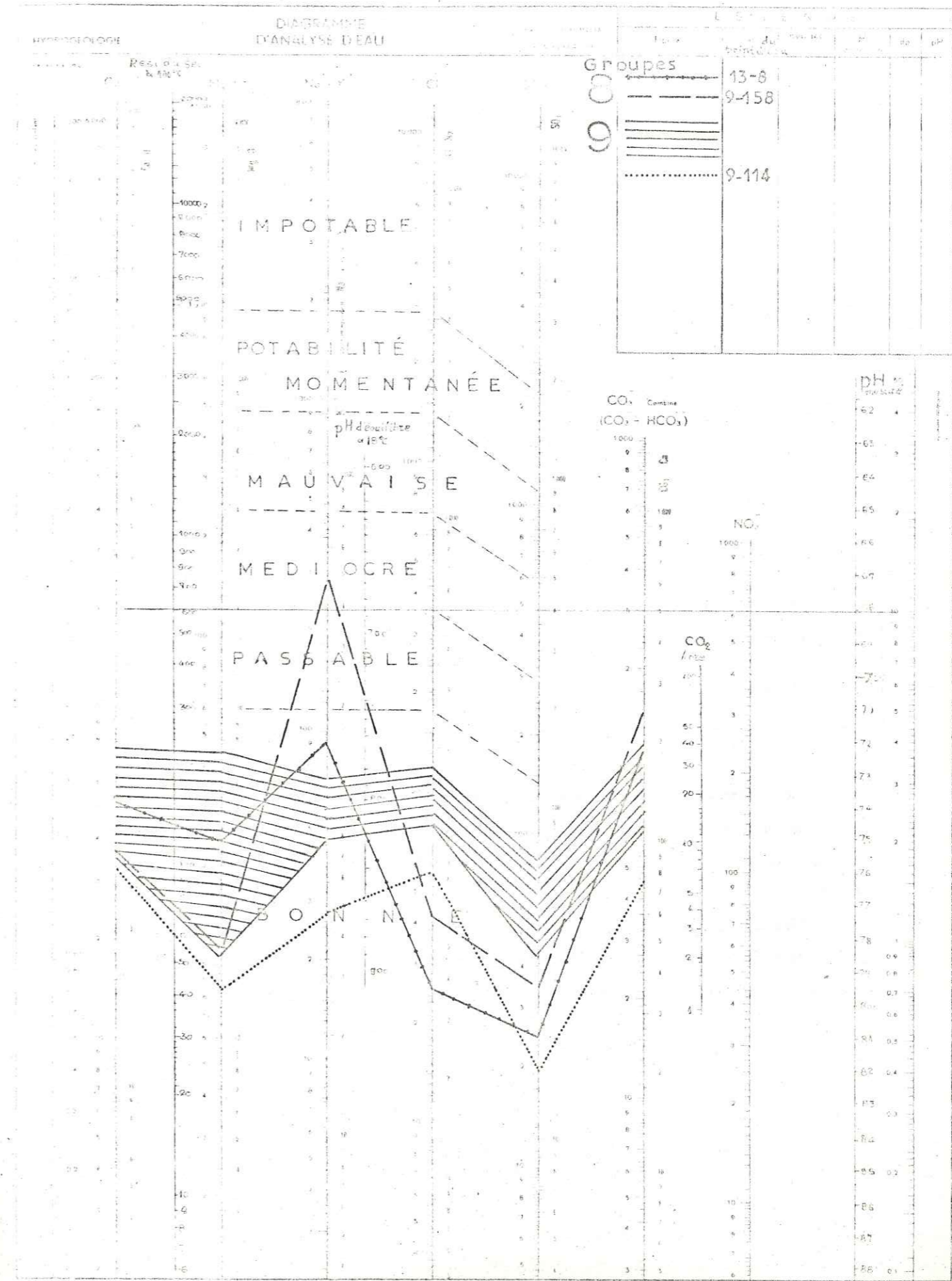


Fig. N°24



7.5. - INTERPRETATION DES DIAGRAMMES

Le grand nombre des analyses des points d'eau nous a permis de regrouper sous forme de tableau, les divers types d'eaux qui se trouvent dans les différentes formations :

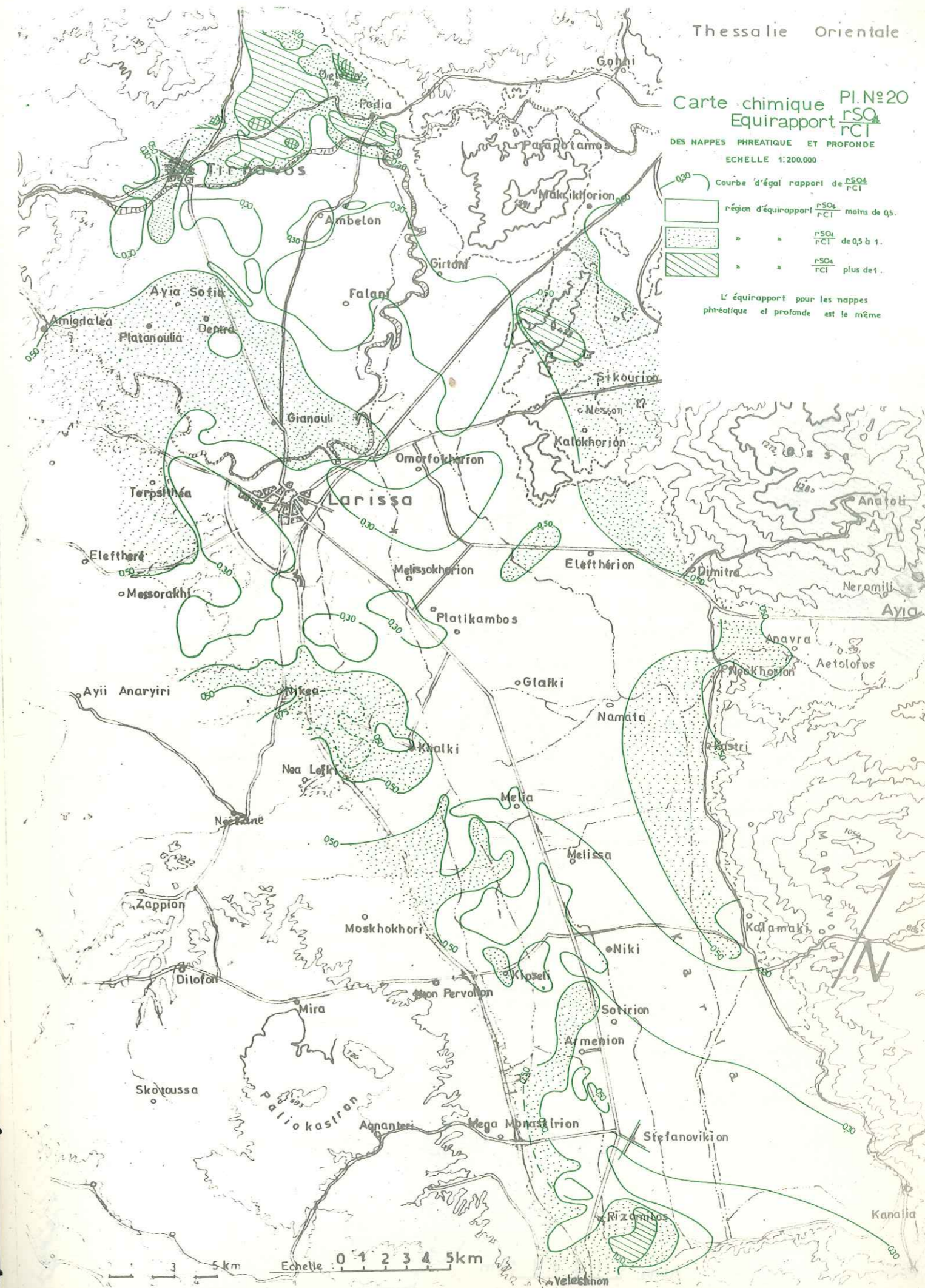
Points d'eau dans des formations	Formules caractéristiques	Groupes
Eau chargée en sels - région Karla	$r (Na+K) > r Mg > r Ca$ $r Cl > r HCO_3 > r SO_4$	6
Conglomérats profonds du pleistocène	$r Mg > r (Na+K) > r Ca$ $r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	5, 5a 5b
Alluvions influencées par les calcaires	$r Ca > r Mg > r (Na+K)$ $r Cl > r HCO_3 > r SO_4$	2 a
Calcaires ou Marbres	$r Ca > r Mg > r (Na+K)$ $r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	1, 1 a, 1 b, 1 c
Roches cristallines	$r Mg > r Ca > r (Na+K)$ $r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	4

Ce tableau montre que l'eau des calcaires est la même que les marbres.

Il existe une forte influence de l'eau des calcaires sur des eaux des alluvions dans toutes les régions. Mais on sait que chaque nappe a subi l'influence d'une autre, et en plus il y a une augmentation régionale de la salinité.

Pourtant on peut distinguer très bien les eaux profondes et les eaux phréatiques.

Il est facile de comparer le diagramme d'un point d'eau dont on ignore l'origine avec chacun de ces diagrammes types et de le grouper.



Thessalie Orientale

PI. N° 21

POSSIBILITÉ D'EXPLOITATION DES AQUIFÈRES



7.6. - RESULTATS DE L'ETUDE HYDROCHIMIQUE

Au cours de l'étude hydrochimique des eaux de la plaine nous avons obtenu les résultats suivants :

- L'eau des nappes profondes est presque partout meilleure que celle de la nappe phréatique.

Résidu sec de la nappe profonde 750 mg/l et de la nappe phréatique 1550 mg/l.

Des exceptions se présentent dans les régions Omorphokhorion et Melissokhorion. Dans ces régions l'eau peu profonde est meilleure que l'eau profonde (résidu sec 1600 mg/l), car il y a des pompages par les puits peu profonds et le renouvellement est très important.

- Si on fait une comparaison de la carte de la conductivité électrique (salinité des eaux) avec les cartes piézométriques on peut voir que les eaux souterraines pendant leur écoulement gardent leur salinité originelle, mais quand l'eau arrive aux bords de l'ancien lac de Karla où elle ne coule pas, elle subit une augmentation brutale de la salinité (voir carte de la conductivité électrique N° 18).

- Actuellement, dans les régions où il y a des pompages assez importants et où l'eau se renouvelle la salinité diminue. Dans les autres régions où il n'y a pas de pompages la salinité reste constante.

L'alimentation des alluvions par les calcaires est évidente, car il y a un changement local de la qualité de l'eau.

- Il n'y a pas de différence du rapport de $\frac{rSO_4}{rCl}$ entre nappes profondes et nappe phréatique, tandis qu'il y en a sur le rapport de $\frac{rMg}{rCa}$.

On pourrait expliquer ceci par le fait que les eaux monteraient du fond vers les nappes peu profondes en s'appauvrissant d'abord en Ca. Ceci est évident surtout quand l'eau arrive aux bords de l'ancien lac de Karla.

- Pour la salinité trouvée plus en profondeur on admet qu'elle provient de l'ancienne évaporation à l'époque du dépôt des sédiments du lac de Karla.

8. - BILAN ET POSSIBILITE D'EXPLOITATION DE L'EAU

L'exposé des conditions hydrogéologiques dans la région d'étude nous a permis de faire un essai d'évaluation du bilan.

Le calcul du bilan hydrologique est fait pour une année moyenne type comme l'année 1973-1974, où la pluviosité est égale à une année moyenne.

8.1. - ESSAI D'EVALUATION DU BILAN

Dans le chapitre suivant nous faisons un essai pour évaluer le bilan global du bassin en tenant compte des eaux souterraines.

On sait que sur un bassin le bilan global s'exprime par les formules classiques :

$$p + q + Q = E + dW$$

Dans les formules les éléments principaux du bilan global sont :

p : précipitation.

E : évapotranspiration réelle.

Q : débit d'écoulement des eaux souterraines ^{entrant ou} sortant du bassin en valeur algébrique (compté positivement pour les débits entrant dans le bassin et négativement pour les débits sortant du bassin).

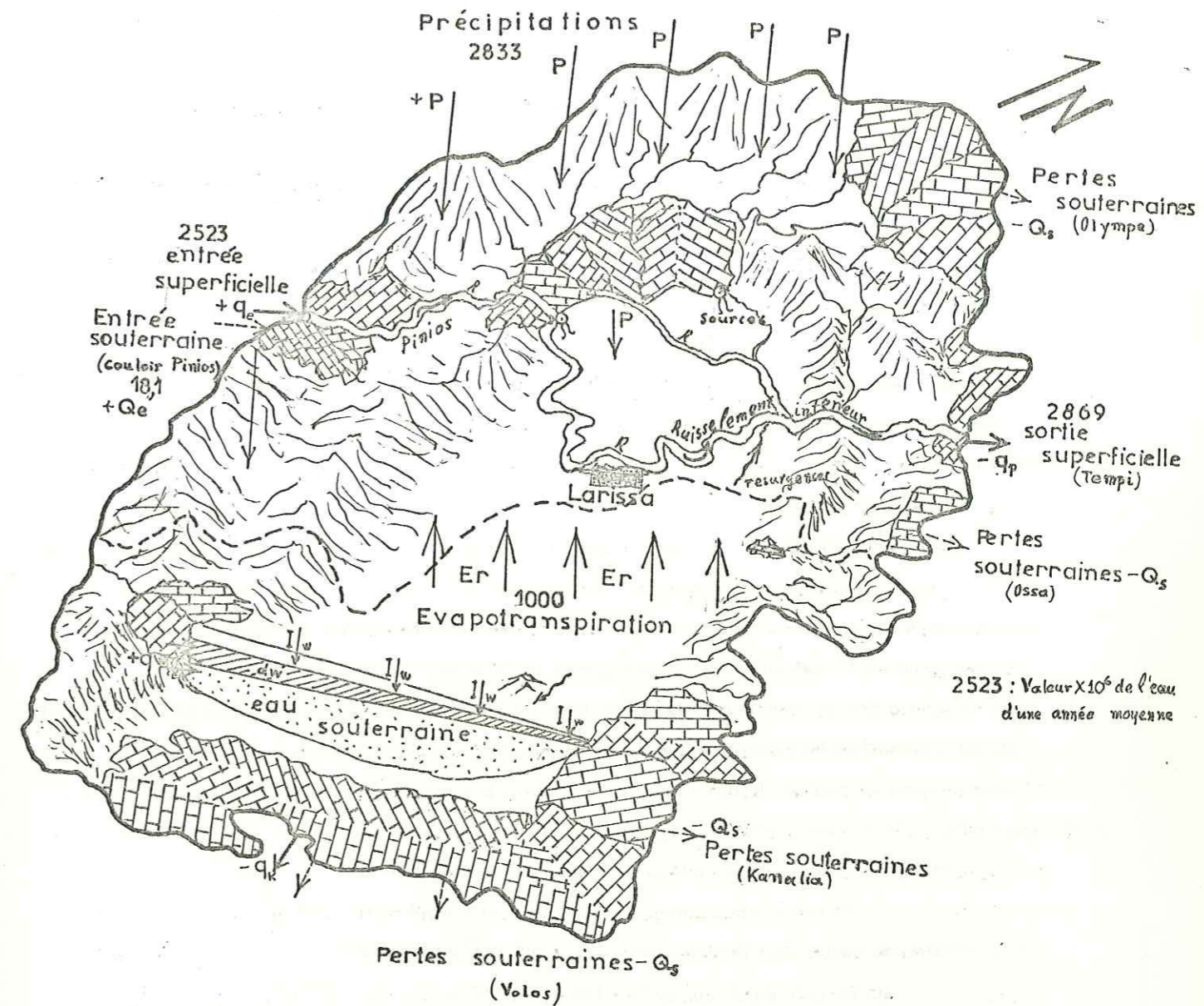
q : débit d'écoulement des eaux de surface en valeur algébrique (compté positivement pour les débits entrant dans le bassin et négativement pour les débits sortant du bassin).

dW : variation de la quantité d'eau souterraine emmagasinée dans le bassin en valeur algébrique.

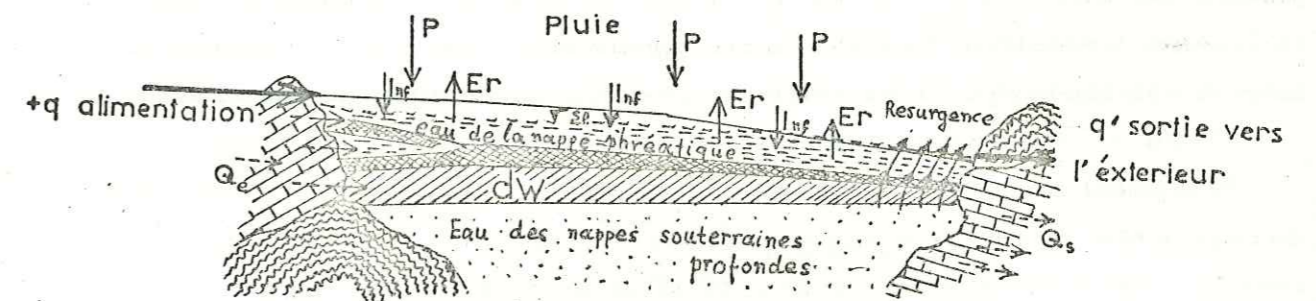
Dans le chapitre hydrologique nous avons fait le bilan hydrique exprimé en mm. Ici on essayera de faire le bilan global moyen du volume d'eau en mètres cubes par an.

Nous examinerons les éléments principaux du bilan global.

SCHEMA DU BILAN GLOBAL DU BASSIN.



BILAN DES NAPPES. Schema.



8.1.1 - Précipitation sur la surface du bassin

D'après les mesures sur les stations pluviométriques existantes, et par la méthode de THIESSEN ou d'autres méthodes, nous avons trouvé le volume d'eau tombé sur toute la surface du bassin. Mais en réalité, la région d'étude couvre deux bassins versants:

- a. - Bassin de Karla qui a une surface de 1018 km^2 ,
- b. - La moitié du bassin de Pinios (bassin oriental du Pinios).

Ainsi nous obtenons en prenant la moyenne arithmétique des différentes stations :

- précipitation annuelle sur le bassin oriental du Pinios :

$$643 \text{ mm} \times 3520 \text{ km}^2 = 2263 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

- précipitation sur le bassin de Karla :

$$560 \text{ mm} \times 1018 \text{ km}^2 = 570 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

Soit au total :

$$p = 2833 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

8.1.2 - Evapotranspiration réelle

L'évapotranspiration réelle est hétérogène sur les roches dans notre bassin, par exemple :

- . elle est petite sur les calcaires où il y a une grande infiltration,
- . elle est grande dans les alluvions de la plaine cultivée, et peu différente de l'évapotranspiration potentielle,
- . elle est moyenne sur les formations semiperméables ou imperméables.

L'évapotranspiration réelle dans la plaine a été estimée d'après la méthode de TURC à 524 mm, donc l'eau

qui s'évapore est :

- Dans la plaine du bassin oriental : $524 \text{ mm} \times 450 \text{ km}^2 = 235 \cdot 10^6 \text{ m}^3$,
sur les collines et montagnes : $170 \text{ mm} \times 3000 \text{ km}^2 = 510 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
- Pour le bassin de Karla, dans la plaine : $460 \text{ mm} \times 400 \text{ km}^2 = 184 \cdot 10^6 \text{ m}^3$,
sur les collines et montagnes : $150 \text{ mm} \times 500 \text{ km}^2 = 75 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

Soit au total $\approx 1000 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

8.1.3 - Ruissellement en surface, entrées ou sorties souterraines

Le ruissellement en surface a été mesuré sur plusieurs stations. Le ruissellement dans notre bassin est un phénomène très complexe car il y a des ruissellements provenant des résurgences des nappes, des ruissellements par les sources, le ruissellement des rivières Pinios ou Titarissios ou les torrents et le vrai ruissellement sur la surface du bassin dans les régions où les roches sont imperméables, semiperméables ou encore perméables.

Chacun de ces facteurs varie pendant le temps (augmente ou devient nul) sur chaque région du bassin.

- En général, le ruissellement global peut se calculer grossièrement d'après les mesures faites sur les stations de contrôle des débits. Ainsi nous avons calculé que l'entrée d'eau (q_e) superficielle dans notre bassin, par la station n° 2, est de l'ordre de $2523 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ ($80 \text{ m}^3/\text{s} \times 31,5 \cdot 10^6 \text{ sec} = 2523 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$).

- L'entrée d'eau souterraine Q_e dans la même région et sur une longueur de 8 km, sur l'épaisseur de l'aquifère karstique de 30 m, avec un gradient hydraulique de $3 \cdot 10^{-3}$, peut donner un débit de l'ordre de $0,58 \text{ m}^3/\text{s}$. On a :

$$T = 2,4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s} \text{ et } k = 8 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$$

soit :

$$Q_e = 0,58 \text{ m}^3/\text{s} \cdot 31,5 \cdot 10^6 = 18,1 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

Il y a des pertes souterraines : pertes par les nappes à travers les calcaires de Kanalia et Volos, pertes par le bassin à Tempí, Ossa et à l'Olympe. Ces pertes ne sont pas mesurables, on les estime d'après le bilan.

Le débit q_s est sorti du bassin. On le mesure sur les stations n° 5 et n° 8, car nous avons les sorties de Tempí (Pinios q_p), et du tunnel de Karla (q_k) :

$$q_p = 86 \text{ m}^3/\text{s} \cdot 31,5 \cdot 10^6 = 2709 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

$$q_k = 0,85 \text{ m}^3/\text{s} \cdot 31,5 \cdot 10^6 = 27 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

$$q_s = (q_p + q_k) = 2736 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

- La différence entre les deux stations n° 2 et 5 est l'eau qui ruisselle dans les rivières, plus les résurgences des nappes et des sources, moins la consommation agricole tout le long de la rivière en amont et aussi en aval de Larissa. (voir tableau des débits, chapitre 3.9.1).

Cette différence est :

$$+ q_e - q_s = 2523 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an} - 2736 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an} = - 213 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

(La différence est négative dans le bilan, car les sorties sont supérieures aux entrées).

Après les valeurs citées ci-dessus nous pouvons établir le bilan global du bassin.

TABLEAU DU BILAN GLOBAL DES RESSOURCES EN EAUX DE LA THESSALIE ORIENTALE

Apports ou entrées en million de m^3/an	Dépenses ou sorties en million de m^3/an
<u>Alimentation directe</u>	<u>Pertes directes</u>
Précipitation (P) 2833	Evapotranspiration totale Er 1000
<u>Alimentation indirecte</u>	<u>Pertes indirectes</u>
Eau de surface, apports	Eau de surface aux stations
total à la station N°2 (q_e) 2523	N°5 et N°8 (q_s) 2736 (Tempí q_p et Karla q_k).
Eau souterraine à travers des calcaires karstiques Q_e 18	Pertes souterraines de Volos, Kanalia, Ossa, Olympe et exploitation agricole Q_s 1638
Total des apports 5374	Total des dépenses 5374
Variation des réserves en eaux souterraines pour une année moyenne $dW = 0$	

8.2 - ECOULEMENT DE L'EAU A L'INTERIEUR DU BASSIN VERSANT

8.2.1 - Les résurgences du bassin par les nappes

Les résurgences provenant des nappes profondes sont très intéressantes. Elles entrent dans le ruissellement superficiel. On peut les calculer d'après les mesures différentielles sur les stations n° 4, 5, 6, etc. Nous avons des résurgences de l'ordre de $690 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ entre la station n°4 (Larissa) et la station n°5. A ces résurgences s'ajoutent les exutoires des sources Mati-Tirnavou, Agia-Anna. En aval, il y a des résurgences car il existe une différence de l'ordre de $64 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ entre les stations n°5 et n° 6.

Ici, l'eau des grandes sources de Tempi s'ajoute à l'écoulement superficiel.

8.2.2 - Infiltration dans le bassin

L'infiltration est variable sur les roches du bassin versant.

D'après les mesures faites aux stations nous avons les valeurs suivantes :

- sur les calcaires 60 % de la pluie s'infiltré et donne les grandes sources karstiques ;
- sur la surface des alluvions 10 % s'infiltré vers les nappes ;
- sur les autres roches semipermeables ou imperméables aux bords du bassin l'infiltration est petite de l'ordre de 6 à 8 % sur une grande étendue.

Ainsi nous prenons comme infiltration moyenne 10 % de la pluie sur le bassin du Pinios et 10 % sur le bassin de Karla et nous avons :

- Pinios : infiltration en mm : $643 \text{ mm} \times 10 \% = 64 \text{ mm}$
- Karla : infiltration en mm : $560 \text{ mm} \times 10 \% = 56 \text{ mm}$

L'eau qui s'infiltré dans les différentes roches au total sur le bassin est :

- Pinios: dans la plaine : $450 \text{ km}^2 \times 64 \text{ mm} = 28,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
- dans le calcaire : $1100 \text{ km}^2 \times 450 \text{ mm} = 495 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
- dans les autres roches : $1870 \text{ km}^2 \times 60 \text{ mm} = 112,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
- Karla : dans la plaine : $400 \text{ km}^2 \times 56 \text{ mm} = 22,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
- dans le calcaire : $275 \text{ km}^2 \times 440 \text{ mm} = 121 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
- dans les autres roches : $340 \text{ km}^2 \times 50 \text{ mm} = 17 \cdot 10^6 \text{ m}^3$

Soit au total, infiltration de la pluie moyenne : $800 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$.

Il faut bien signaler qu'il y a d'autres infiltrations importantes qui proviennent de l'écoulement des rivières, soit pendant toute l'année, soit pendant les crues. Ainsi l'infiltration en amont de Larissa par le lit de la rivière est calculée par la différence des écoulements sur les stations de débit n° 4 et 2 qui donne un résultat de l'ordre de $300 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$.

8.2.3 - Débit d'écoulement souterrain

Le débit de l'écoulement souterrain correspond à la quantité d'eau qui passe à travers une section de l'aquifère, perpendiculaire à la direction de l'écoulement des eaux souterraines.

Le débit de l'écoulement souterrain est donné par la formule de DARCY :

$$Q = K \cdot S \cdot i = T \cdot l \cdot i$$

où :

K : la perméabilité

S : la surface de la section transversale de l'écoulement souterrain

i : le gradient hydraulique

T : la transmissivité

l : la largeur de la section transversale.

On peut calculer la section transversale car on connaît les hauteurs ou épaisseurs des aquifères et leur largeur, mais nous avons d'autres éléments qui ont été mesurés plus précisément comme le gradient hydraulique et la transmissivité.

Le gradient hydraulique i est donné de façon précise d'après le tracé de quatre cartes piézométriques et les valeurs existent partiellement à chaque point (région) des aquifères.

La transmissivité est déterminée par les essais de pompage sur plusieurs forages de reconnaissance et d'exploitation. La transmissivité a aussi été mise sur les modèles, valeurs sorties après le réglage, et intéresse toutes les nappes.

Le débit d'alimentation des nappes à travers la section amont (bords SW) est égal à :

$$Q_{\text{amt}} = T_1 \cdot l_1 \cdot i_1$$

T_1 : transmissivité en amont de Larissa qui est égale à $1 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$,

l_1 : longueur de la section amont $l_1 = 50 \text{ km} = 50 \cdot 10^3 \text{ m}$,

i_1 : gradient hydraulique, $8 \cdot 10^{-3}$.

$$Q_1 = 1 \cdot 10^{-2} \cdot 50 \cdot 10^3 \cdot 8 \cdot 10^{-3} = 4 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Nous avons considéré comme section amont (section 1) la section des limites SW 2 km en aval de ces limites.

Nous prenons comme section aval (section 2) la section située à 3 km au NE du milieu de la plaine.

Le débit des nappes à travers cette section 2 est :

$$Q_2 = T_2 \cdot l_2 \cdot i_2$$

et nous avons :

$$T_2 = 5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$l_2 = 58 \text{ km} = 58 \cdot 10^3 \text{ m}$$

$$i_2 = 2 \cdot 10^{-3}$$

$$Q_2 = 5 \cdot 10^{-3} \cdot 58 \cdot 10^3 \cdot 2 \cdot 10^{-3} = 0,58 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Le débit traversant la section 2 est beaucoup plus petit que celui qui traverse la section 1. Le débit diminue dans le sens de l'écoulement.

La différence :

$$Q_1 - Q_2 = 4,0 - 0,58 = 3,42 \text{ m}^3/\text{s}$$

correspond à l'eau qui résurge vers la surface du sol entre les deux sections considérées.

Il y a une infiltration en amont de ces sections et on sait que ce débit provient de l'infiltration en amont.

Les pompages pour l'irrigation sont la raison principale de la diminution de l'écoulement souterrain, car l'exploitation fait baisser le niveau d'eau, donc la vitesse d'écoulement vers l'aval.

En réalité les quantités souterraines qui se perdent à travers les calcaires des limites SE (Kanalia-Volos) sont plus faibles que les quantités qui traversent la section 2 en aval, ce sont :

$$Q_3 = T_3 \cdot l_3 \cdot i_3$$

où on a :

$$T_3 : 2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$l_3 : 24 \text{ km} = 24 \cdot 10^3 \text{ m}$$

$$i_3 : 6 \cdot 10^{-3} \text{ valeur de printemps}$$

$$i'_3 : 9 \cdot 10^{-4} \text{ valeur d'automne}$$

ainsi au printemps nous avons un débit :

$$Q_3 = 2 \cdot 10^{-3} \cdot 24 \cdot 10^3 \cdot 6 \cdot 10^{-3} = 0,288 \text{ m}^3/\text{s}$$

et en automne le débit :

$$Q'_3 = 2 \cdot 10^{-3} \cdot 24 \cdot 10^3 \cdot 9 \cdot 10^{-4} = 0,05 \text{ m}^3/\text{s}$$

La diminution du débit souterrain entre les sections 2 et 3 nous oblige à avoir des résurgences.

En réalité la plus grande quantité remonte en surface et ruisselle par les canaux de drainage de Karla et par un tunnel sort du bassin.

8.2.3.1 - Réserves régulatrices des nappes

A cause de l'existence de nappes phréatiques et profondes, il y a des réserves régulatrices pour la nappe phréatique - nappe libre - et des réserves régulatrices pour les nappes profondes ou captives.

Les réserves régulatrices de la nappe libre sont le volume d'eau qui s'accumule temporairement au cours d'une année au-dessus du niveau le plus bas de la nappe.

Le volume d'eau est donné par :

$$dW_s = A \cdot dh \cdot me \text{ pour les nappes libres}$$

$$dW_c = A \cdot dp \cdot S \text{ pour les nappes profondes (captive)}$$

où :

dW : est le volume des réserves régulatrices en mètres cubes par an

A : la superficie de la nappe en m^2

dh : amplitude de la fluctuation de la nappe libre

dp : amplitude de la fluctuation moyenne de la surface piézométrique captive

S : le coefficient d'emmagasinement de l'aquifère intéressé

me : la porosité efficace de l'aquifère intéressé.

Ainsi pour la nappe phréatique (libre) nous avons les valeurs suivantes :

$$A = 900 \text{ km}^2 = 900 \cdot 10^6 \text{ m}^2$$

$$dh = 1,9 \text{ m (moyenne arithmétique des mesures dans les points peu profonds),}$$

$$me = 4 \cdot 10^{-2} (4 \%) \text{ et les réserves}$$

$$dW_s = 900 \cdot 10^6 \cdot 1,9 \cdot 4 \cdot 10^{-2} = 78 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an.}$$

Pour les nappes profondes qui sont dans la totalité des nappes captives, nous avons les valeurs suivantes :

$$A = 800 \text{ km}^2 = 800 \cdot 10^6 \text{ m}^2$$

$$dp = 2,5 \text{ m (moyenne arithmétique des mesures dans les points profonds)}$$

$$S = 1 \cdot 10^{-3} \text{ et les réserves}$$

$$dW_c = 800 \cdot 10^6 \cdot 2,5 \cdot 1 \cdot 10^{-3} = 2 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

Au total les réserves régulatrices sont :

$$dW_t = 80 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an.}$$

Une partie de ces réserves représente les quantités prélevées pour l'irrigation, une deuxième partie les résurgences des nappes alluviales et une troisième partie les pertes souterraines.

8.2.4 - Réserves permanentes

On calcule séparément les réserves permanentes pour les nappes phréatiques et profondes car elles se comportent différemment au point de vue réserves.

Ainsi les réserves permanentes pour la nappe phréatique sont le volume d'eau extractible emmagasiné au-dessous de la zone de fluctuation de la surface de la nappe phréatique.

Pour la nappe profonde c'est le volume d'eau emmagasiné dans la nappe profonde.

La puissance moyenne de la nappe phréatique, d'après la profondeur des niveaux (toit, fond) aquifères, rencontrés par les points d'eau privés, mesurés après l'inventaire des points d'eau, et lors de l'exécution des forages de reconnaissance et d'exploitation est de 10 m, tandis que la puissance moyenne des nappes profondes est de 120 mètres.

Le volume d'eau intéressant la nappe phréatique (superficielle) est :

$$V_1 = A_1 \cdot h_1 \cdot me$$

où :

$$A_1 : \text{est la surface de la plaine : } 900 \text{ km}^2 = 900 \cdot 10^6 \text{ m}^2,$$

$$h_1 : \text{épaisseur de la nappe non affectée par les fluctuations de la nappe, } h = 10 \text{ m,}$$

$$me : \text{porosité efficace de l'aquifère qui est : de } 3 \text{ à } 4 \cdot 10^{-2}$$

alors :

$$V_1 = 900 \cdot 10^6 \cdot 10 \cdot 3 \text{ à } 4 \cdot 10^{-2} = 300 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ à } 400 \cdot 10^6 \text{ m}^3.$$

Le volume d'eau intéressant les nappes profondes est :

$$V_2 = A_2 \cdot h_2 \cdot S$$

A_2 : surface intéressant les nappes profondes qui est : $800 \cdot 10^6 \text{ m}^2$

h_2 : épaisseur moyenne 120 m

S : porosité efficace des aquifères profonds de l'ordre de $2 \cdot 10^{-2}$ valeur qui intéresse toute l'épaisseur de la nappe, les 180 m,

alors :

$$V_2 = 800 \cdot 10^6 \cdot 120 \cdot 2 \cdot 10^{-2} = 1920 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Donc les réserves permanentes des eaux souterraines de la plaine alluviale de la Thessalie orientale seraient égales à environ :

$$V_p = V_1 + V_2 = 800 \cdot 10^6 + 1920 \cdot 10^6 = 2220 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ à } 2320 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Il faut bien signaler qu'il n'est pas possible d'utiliser toutes les réserves des aquifères, car il est impossible de les vider et de réalimenter pendant l'hiver (par exemple pendant la période des pluies).

8.3 - BILAN DES NAPPE ALLUVIALES

Le bilan des nappes alluviales est très intéressant au point de vue de l'exploitation et il faut connaître précisément les différents éléments du bilan pour pouvoir faire une exploitation correcte.

Dans la région de la Thessalie, les alluvions forment des réservoirs très importants. La surface qu'elles couvrent dans la plaine est de plus de 900 km^2 (calcaires exclus).

Les nappes phréatique et profonde reçoivent l'eau d'infiltration par la pluie qui est :

$$\text{infiltration} = 600 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \times 0,064 = 38 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

Elles reçoivent aussi par les bords SW et NE de la plaine des quantités de :

$$1,3 \text{ m}^3/\text{s} \text{ ou } 1,3 \cdot 31,536 \cdot 10^6 = 41 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

Elles reçoivent encore par les crues des rivières environ $1,1 \text{ m}^3/\text{s}$ soit :

$$1,1 \text{ m}^3/\text{s} \cdot 31,536 \cdot 10^6 = 35 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

Les différentes pertes souterraines à travers les calcaires de Kanalia et Volos sont (d'après les calculs précédents) :

$$Q \text{ moyen } 0,17 \text{ m}^3/\text{s} \cdot 31,536 \text{ s} = 5,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

L'exploitation agricole actuelle est égale à $55 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$. Elle consomme une large part des réserves régulatrices. La différence se trouve dans les résurgences et on peut donc augmenter l'exploitation des nappes.

Les résurgences naturelles des nappes alluviales d'après le bilan sont environ $54 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$.

Les forages d'exploitation que nous avons faits dans les régions de Tirnavos, Platicambos et Girtoni prendront la quantité d'eau de $6,6 \text{ m}^3/\text{s}$ pour la durée de $8 \cdot 10^6 \text{ sec}$ ou $50 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$.

Avec cette quantité nous pourrions bien exploiter les nappes, diminuer les résurgences. Nous aurons augmenté l'infiltration et l'alimentation des nappes alluviales, en particulier par les calcaires qui actuellement ne participent pas à l'alimentation.

8.4 - TENEUR EN TRITIUM DES EAUX DE LA REGION

8.4.1 - Les isotopes normalement utilisés en hydrogéologie

On sait que les isotopes du milieu d'origine naturelle ou encore artificielle, sont présents dans les eaux naturelles dans des proportions variables, qui dépendent de processus qui ne peuvent pas être contrôlés par l'homme.

Les isotopes utilisés servant en hydrologie sont :

Elément	Isotopes	Abondance	Période
Hydrogène	^1H	99,985 %	Stable
	^2H	0,015 %	Stable
	^3H	-	12, 26 ans
Carbone	^{12}C	98,89 %	Stable
	^{13}C	1,11 %	Stable
	^{14}C	-	5730 ans
Oxygène	^{16}O	99,78 %	Stable
	^{17}O	0,04 %	Stable
	^{18}O	0,20 %	->-

Le tritium et le carbone sont formés dans l'atmosphère par interaction des rayons cosmiques sur l'azote mais à partir de 1953 ils ont été formés aussi dans les explosions nucléaires.

En hydrologie la concentration de la teneur en tritium des eaux naturelles est exprimée en unités tritium (U.T). Une unité tritium correspond à une teneur d'un atome de tritium pour 10^{18} atomes d'hydrogènes.

La teneur en tritium est mesurée avec des compteurs proportionnels en phase gazeuse ou liquide.

On sait qu'avant 1953 il y avait une faible quantité de tritium dans l'atmosphère mais à partir de 1953 une quantité énorme de tritium artificiel a été injectée dans l'atmosphère, à cause des explosions thermo-nucléaires.

Par conséquent, dans l'hémisphère nord, la teneur en tritium des précipitations est passée de 10 U.T à 5000 - 10 000 U.T. en 1963 - 1964 et après cette date la teneur en tritium a commencé à décroître plus ou moins régulièrement à la suite de la suspension des explosions.

océaniques

L'influence marine quise traduit par des teneurs moyennes en tritium des eaux de l'ordre de 50 U.T. peut parfois devenir importante et c'est le cas de notre région entourée de la mer Méditerranée d'où provient la totalité des précipitations.

D'après l'Agence Internationale à l'Energie Atomique la règle pratique d'interprétation de la teneur en tritium des eaux est la suivante :

- a. Si la teneur est inférieure à 3 - 5 U.T. l'eau date d'avant 1953.
- b. Si la teneur en tritium est supérieure à 20 U.T. la composante récente est prépondérante.
- c. Si la teneur est comprise entre 5 et 20 U.T. une fraction importante d'eau récente est présente, mélangée avec de l'eau ancienne.

8.4.2 - Echantillons et mesures

Cinq échantillons ont été prélevés dans la plaine de la Thessalie orientale en septembre 1975.

Les points d'eaux étaient des forages dans la nappe profonde :

- N° SR37 forage à Rhodia crepiné à la profondeur comprise entre 162 et 220 m.
- N° LB151 " à Tirnavos " " " 76 et 132 m.
- N° LB213 " à Omorphokhorion crepiné à la profondeur comprise entre 120 et 199 m.
- N° 267 Y.E.B. " à Stefanovikion " à la " " " 54 et 125 m.
- N° AD11 forage à Niki crepiné à la profondeur comprise entre 40 et 256 m.

Le dosage du tritium de ces 5 échantillons fait au SAR du CENG a donné une valeur inférieure à 3 U.T. ce qui signifie que ces forages profonds ont rencontré des eaux relativement anciennes donc l'âge moyen est supérieur à 30 ans ce qui est normal pour des nappes profondes très peu exploitées jusqu'à maintenant.

8.5 - COMPARAISON AVEC LES RESULTATS DES MODELES

D'après le bilan des nappes nous avons des réserves disponibles à l'exploitation. Les modèles faits indiquent que nous pouvons tirer des quantités suffisantes des nappes, pour avoir une diminution, soit de la hauteur du niveau de l'eau dans la région de nappe à surface libre, soit une diminution de la pression sur la surface piézométrique dans les régions des nappes artésiennes (voir chapitre 6.1.3).

Les quantités que nous pourrions encore pomper en plus de l'exploitation existante par les forages privés est au total de 6 m³/s. 12 heures par jours pendant 6 mois par an.

Les modèles faits donnent des résultats plus satisfaisants et plus détaillés que le bilan global calculé ci-dessus. C'est pour cela qu'il faut faire des modèles dans tous les bassins ou nappes souterraines pour pouvoir bien étudier le comportement des nappes.

Le modèle oblige à analyser très en détail les différents termes qui entrent en jeu : infiltration, résurgence, etc...

Enfin l'exploitation des nappes qui nous intéresse est donnée directement par les modèles.

8.6 - POSSIBILITES D'EXPLOITATION DES NAPPES

Les possibilités d'exploitation des nappes varient dans chaque région.

En général la région de Tirnavos est connue comme la partie du réservoir souterrain (eau profonde) la plus perméable, donc la plus facile à exploiter.

Les possibilités d'exploitation dépendent aussi de la profondeur des puits ou forages.

8.6.1 - Exploitation de la nappe phréatique

L'exploitation de la nappe phréatique a été commencée depuis longtemps. Le nombre de puits augmente chaque année. On considère que depuis 1971 il y a une augmentation des prélèvements d'eau d'à peu près 20 % soit par les nouveaux travaux de forages ou puits, soit par l'augmentation de la puissance de la pompe sur les anciens puits. Il y a beaucoup de forages ou puits privés où il y a eu un changement de l'énergie utilisée car les pompes à pétrole ont été remplacées par des pompes électriques.

Dans plusieurs cas beaucoup de pompes ont été placées dans des puisards et on a ainsi augmenté la profondeur de l'aspiration de ces pompes centrifuges. La raison en était que le niveau d'eau avait diminué.

Ainsi dans la région de Néon-Peñvo li et Kipseli il y a une diminution du niveau d'eau à cause de l'augmentation des prélèvements d'eau de l'ordre de 0,60 m/an. Le débit unitaire des puits aussi a diminué car l'infiltration et l'alimentation sont limitées.

Dans la région en aval de Larissa il y a encore les possibilités de faire des puits peu profonds ainsi que dans les régions de Stefanovikion et Rizomilos où le niveau est encore très haut et quelques fois très proche de la surface topographique (résurgences dans les canaux de drainage).

Mais en amont de Tirnavos, sur le cône de Titarissios, le niveau de l'eau a baissé et plusieurs puits ont été abandonnés et remplacés par des forages ce qui accentue l'abaissement du niveau de la nappe à surface libre.

Le débit pompé dans la nappe phréatique n'est pas constant au cours de l'année.

Il dépend des précipitations saisonnières et de la variation du niveau d'eau pendant l'année.

8.6.2 - Exploitation des nappes profondes

Les nappes profondes sont plus riches que la nappe phréatique. Leur épaisseur est considérablement plus grande ainsi que la transmissivité.

L'exploitation a été commencée il y a une vingtaine d'années par la construction des forages profonds.

Dans l'avenir, l'exploitation sera faite principalement sur les nappes profondes car les nappes phréatiques seront progressivement moins utilisées à cause de la diminution du débit.

L'eau provenant des nappes profondes est constante au point de vue débit d'exploitation.

Une carte des possibilités d'exploitation des aquifères (voir planche N° 23) a été faite, qui donne la richesse des différentes zones d'exploitation.

La carte concerne les aquifères alluviaux profonds. Ainsi nous avons :

— La première zone la plus riche où les aquifères donnent un débit plus grand que $150 \text{ m}^3/\text{h}$ se trouve dans les régions de Tirnavos, Ambelon, Girtoni, Gianouli et dans la région Goni-Sikourion ;

— La deuxième zone où les aquifères sont riches et très facilement exploitables avec une productivité moyenne plus grande que $60 \text{ m}^3/\text{h}$ par forage. Cette zone se trouve aux bords de la première zone, à Larissa, au village Khalki, aux villages Stefanovikion et Rizomilos et enfin dans les collines du Néogène au SW de Larissa ;

— La troisième zone où les aquifères sont hétérogènes mais encore exploitables car la productivité moyenne est de 30 à $60 \text{ m}^3/\text{h}$ par forage. Cette zone est dispersée dans la plaine, dans les régions de Déléria, Omorphokhorion, les bords NE (Dimitra-Kalamaki), Kanalia, autour de la bonne zone de Rizomilos-Stéfanovikion, Kipseli, autour de la zone de Khalki et dans les collines du Néogène des village Eléfhéré et Kilas.

— Dans la quatrième zone qui couvre le reste de la plaine les aquifères sont pauvres et inexploitable, avec une productivité généralement inférieure à $30 \text{ m}^3/\text{h}$ forage.

Enfin il y a les aquifères des zones des calcaires. Il existe des extensions des calcaires sous les alluvions surtout dans les régions de Karla et Tirnavos. Quelques zones de calcaires à Néon-Pervolion, à Kastri et Omorphokhorion se prolongent aussi sous les alluvions.

Les aquifères karstiques, avec les calcaires libres en surface, se trouvent à Kanalia et Tirnavos. Ils pourront être exploitables très facilement dans la région de Tirnavos, et difficilement à Kanalia car le niveau de l'eau est profond et les calcaires se vident vers la mer.

8.6.3 - Les problèmes du sable fin

Dans plusieurs forages il y avait des aquifères constitués de sable fin. Le sable fin a créé de grands problèmes à l'exploitation car il y avait un écoulement continu du sable vers l'intérieur du forage. Si la vitesse de l'eau est grande, elle peut déplacer les gros grains et commence l'écoulement du sable. Mais dans le cas du sable fin les grains sont trop petits et une petite vitesse suffit pour les déplacer.

Le poids spécifique des grains joue un rôle très important pour l'écoulement du sable. On sait que la formule TAYLOR est valable :

$$\frac{h}{b} = \frac{\epsilon_s - 1}{1 + e}$$

où :

h charge hydraulique (dans les points considérés),

b épaisseur de l'aquifère sableux, $\frac{h}{b}$ = gradient hydraulique

ϵ_s poids spécifique du sable,

e porosité du sable,

Pour l'exploitation de l'eau par forages la présence du sable fin pose les problèmes suivants :

- pendant le forage avec l'appareil à rotation le sable s'éboule donc il faut faire une boue dense ;
- échantillonnage non correct pendant le forage (mélange des grains ou séparation des grains des différentes couches) ;
- difficultés de tubage et gravillonnage ;
- entrée du sable surtout au développement du forage et puis pendant l'exploitation.

Les solutions proposées pour les problèmes d'exploitation du sable fin sont ;

1er - Diminuer la vitesse d'entrée d'eau dans le forage en dessous de la vitesse critique pour ne pas avoir de déplacement des grains mais au prix d'une diminution du débit.

2ème - Utiliser des crépines très fines après analyse granulométrique de chaque couche aquifère. Cette étude est très délicate et il faut avoir un bon échantillonnage des aquifères traversés et ceci entraîne aussi une diminution du débit.

3ème - Gravillonner des forages autour des crépines avec du gravier calibré en fonction du diamètre des grains du terrain. Ceci permet d'éviter l'entraînement du sable sans déduction du débit.

9. - CONCLUSIONS GENERALES

La plaine de la Thessalie orientale, une des deux grandes plaines allongées parallèlement, est une cuvette synclinale orientée NW-SE, remblayée par la rivière Pinios : Son remplissage est plio-quadernaire. La géologie environnante est complexe. Son étude nous a permis de proposer un nouveau schéma de l'évolution paléogéographique de l'ensemble des formations mais la plaine est entièrement construite sur le massif Pélagonnien.

La tectonique de la plaine et des environs est caractérisée par plusieurs failles et des déformations agissant sur les roches. La forme qu'a prise chaque roche dépend de sa capacité d'être plissée ou fracturée ; ainsi les schistes et les roches cristallines ont été plissés et les calcaires et surtout les marbres ont été cassés.

Le climat de la Thessalie orientale évolue de manière oscillatoire avec deux périodicités plus ou moins régulières. Cette périodicité de 8 ou 18 années est constante, mais varie parce que les deux périodicités sont ajoutables.

L'ensemble des données climatiques permet d'attribuer à la plaine un climat méditerranéen mais avec une tendance semi-aride caractérisée par une période froide et une période sèche-chaude, avec une infiltration immédiate 30 à 90 mm ou 5 à 11 % de la lame d'eau annuelle.

Les exceptions se présentent sur les plateaux karstiques où l'infiltration est beaucoup plus considérable : 58 % de la pluie annuelle. Ainsi les résurgences des sources karstiques sont notables ($Q = 5 \text{ m}^3/\text{s}$) de même que les résurgences des nappes.

Les stations hydrologiques assez nombreuses ont permis de trouver le gradient pluviométrique de 40 mm pour 100 m d'altitude et en général de préciser le cycle de l'eau aussi bien dans le bassin que dans les nappes souterraines qui est environ 2 500 millions de m^3/an .

Par les inventaires des points d'eau, le nivellement topographique et les mesures périodiques du niveau d'eau, plusieurs cartes purement hydrogéologiques ont permis de connaître la grandeur de la capacité des nappes de chaque région, qui est très grande dans la région de Tirnavos, petite à Karla et moyenne ou faible dans les autres régions.

La karstification des calcaires et marbres est bien développée et on trouve en surface ou dans sa masse, toutes les formes de la karstification.

On note une zone très karstifiée de 25 à 30 mètres à partir de la surface des calcaires ou marbres.

L'étude piézométrique sur quatre cartes a permis de préciser la direction et le sens de l'écoulement des nappes, soit phréatique, soit profonde, qui est en général de SW vers NE ; ainsi ont été trouvées les zones d'alimentation, des limites NW, W et Nord ou les zones des pertes souterraines par un seuil à travers des marbres aux limites SE.

La carte de la différence de charge des nappes (gradient vertical) indique des échanges d'eau entre la nappe phréatique et la nappe profonde qui sont très importants dans la région de Tirnavos et petits aux limites

SW de l'ancien lac de Karla. L'infiltration au débouché du Titarissios et la résurgence en aval de la rivière sont aussi grandes.

L'analyse de la surface piézométrique nous a permis de trouver les points les plus favorables pour les captages, en tenant compte des autres conditions.

L'étude des nappes avec des travaux de géophysique, de forages, et géologiques nous a permis de préciser les dimensions des nappes, la nature du sous-sol, l'épaisseur et la structure du remplissage ainsi que ses propriétés hydrodynamiques. La transmissivité varie de $1.10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ dans la région de Karla à $2,5.10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ dans la région de Tirnavos.

Tous ces documents étaient indispensables pour pouvoir faire les modèles soit le modèle mathématique réalisé par SOGREAH, soit le modèle sur papier conducteur par l'auteur.

Le modèle mathématique nous a permis de préciser l'évaluation des ressources en eau des nappes et de prévoir l'état des nappes après un temps d'exploitation de 10 ans ; ainsi le niveau de l'eau baisse de 8 m dans la région de Tirnavos et jusqu'à 6 m dans d'autres régions de la plaine.

Le modèle électrique qui a été construit sur papier conducteur avec une nouvelle méthode qui permet de faire varier la conductivité électrique du papier, donc la transmissivité des nappes, de 1 à 30, a permis de prévoir les prélèvements des quantités d'eau si on fait baisser le niveau d'eau de 5 mètres.

Le résultat de la comparaison de deux modèles mathématique et électrique nous a permis de distinguer les avantages et les inconvénients de chacun, le modèle mathématique étant plus précis, et le modèle électrique étant plus économique.

En général les eaux peu profondes sont très bonnes dans la région de Tirnavos, Ayia, etc, bonnes dans d'autres régions de la plaine excepté dans la région de Karla où elles sont mauvaises et dans la catégorie chlorurée-sodique.

Le développement des pompages va entraîner un renouvellement progressif de l'eau et une amélioration de sa qualité car l'eau ancienne et chargée en sels sera remplacée par de l'eau infiltrée récemment.

Les analyses chimiques des eaux ont permis de classer l'eau provenant des différentes roches ou sédiments. Les grandes catégories des eaux sont : celles provenant des calcaires-marbres, des roches cristallines, des alluvions et des conglomérats.

L'existence des calcaires et marbres donne des eaux bicarbonatées calciques, tandis que les calcaires dolomitiques donnent des eaux bicarbonatées magnésiennes, qui peuvent provenir aussi des massifs cristallins ophiolitiques.

L'étude chimique nous a permis de distinguer la qualité des eaux phréatiques et profondes. Dans la région de Karla la nappe phréatique présente une augmentation de la salinité. Les sels dans l'eau arrivent parfois à 1,5 grammes par litre.

L'eau profonde de la région d'étude est très bonne excepté celle des villages Omorphokhorion et Khalki où la concentration de Na est relativement forte.

Les pompages agricoles sont de l'ordre de $55 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ ou $1,75 \text{ m}^3/\text{s}$. En Thessalie orientale une très vaste zone de culture reçoit de l'eau pompée dans le Pinios et amenée par un réseau de canaux. Ailleurs l'irrigation alimentée à partir des forages sur initiative privée, connaît dès à présent un développement notable. Ceci dans l'avenir va créer des problèmes d'exploitation des eaux des nappes et la solution sera l'alimentation artificielle des nappes souterraines par l'eau de ruissellement d'hiver.

Les calculs des ressources en eaux souterraines ont permis de déterminer les ressources régulatrices qui sont égales à $80 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ et les réserves permanentes qui sont de l'ordre de $2220 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ à $2320 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

Le calcul des débits de l'écoulement souterrain à travers deux sections en amont et en aval a montré que la résurgence des nappes est d'environ $1,7 \text{ m}^3/\text{s}$ et une partie de la différence du passage de l'eau est due aux pompages agricoles.

Une telle connaissance des nappes souterraines de la Thessalie est suffisamment précise pour permettre l'exécution de nouveaux forages publics ou privés ou pour déterminer l'augmentation des pompages qu'il est possible de faire raisonnablement, mais il sera nécessaire d'affiner les études en utilisant les résultats des nouveaux forages pour faire face aux prochains besoins d'eau d'irrigation.

BIBLIOGRAPHIE

- ARANITIS (SP) 1967 - Etude hydrogéologique de la zone industrielle de Volos pour le compte de l'ETBA.
- ARANITIS (SR) 1970 - Reconnaissance hydrogéologique de la plaine de Velesinon-Khalki et Thessalie orientale.
- AUBOUIN (J) 1955 - Une coupe du Pinde méridional entre la Thessalie et l'Épire (Grèce) SGF Bull. (6).
- AUBOUIN (J) 1957 - Sur la géologie du Pinde méridional. Remarque sur le massif de Koziakas. Pract. Aca. Athènes Vol. 32.
- AUBOUIN (J) 1957 - Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale. Les confins de l'Épire et la Thessalie.
- AUBOUIN (J) 1959 - Place des Héliénides parmi les édifices structuraux de la méditerranée orientale.
- BARBIER (R) - GIGNOUX (M) 1955 - Géologie des barrages et des aménagements hydroélectriques, Ed. Masson.
- BELEGA (S) - KANELOU (G) 1972 - Etude hydrogéologique de la zone de Velesinon-Rizomilos-Ayios Georgios pour le compte de l'ETBA par G.E.M.E.E.
- BRUNN (J) 1948 - Remarques sur la sédimentation dans le sillon tertiaire albano-thessalien CR Acad. Science.
- BRUNN (J) 1956 - Contribution à l'étude géologique de Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine Occidentale A.G.P. H. Vol VII.
- BRUNN (J) 1957 - Mouvements verticaux et translation dans le couple axe ancien-sillon orogène de la Grèce septentrionale. Soc. Geol. Fr. Bull. (6)
- CASTANY (G) 1966 - Interprétation des cartes piézométriques et caractéristiques des couches aquifères libres BRGM Bull. 3.
- CASTANY (G) 1967 - Traité pratique des eaux souterraines Dunod Paris.
- CASTANY (G) 1968 - Prospection of exploitation des eaux souterraines Dunod.

CHAVANE (F) 1972 - Reconnaissance par prospection électrique dans la plaine de la Thessalie (Grèce)
Compagnie Générale des Géophysique.

COTÉZ (S) 1969 - Application de la formule de Turc (revue BRGM).

DE GELIS (E) 1956 - Eléments d'hydraulique souterraine. Service géd. du Maroc.

DEPRAT (J) 1954 - Note sur la géologie du massif du Pélion et sur l'influence exercée par les massifs archéens
sur la tectonique de l'Egée. Societ. Géol. France Bull. 4.

ELECTROWATT 1968 - Développement of the Thessaly plain, preliminary report and feasibility study
Ministère des Travaux Publics. Royaume de Grèce.

FOURMARIER 1958 - Hydrogéologie Masson et Cie Paris Dunod.

HYNES (A) NISBET (E) GILBERT, SMITH 1972 - Spreading emplacement ages of some ophiolites in the Orthos
region (eastern central Greece).

LE PRIOL (J) 1971 - Etude hydrogéologique du bassin versant de la Bourde Thèse Grenoble 3ème cycle.

KALERGIS (G) 1970 - Reconnaissance hydrogéologique du bassin de Kalambaka (Thessalie Occidentale)
Thèse de Doctorat IGRS Athènes.

KALERGIS (G) et PAPANIKILAOU (N) 1971 - Recherche géologique-géophysique du lac desséché du Karla
IGRS Athènes.

KRISTODOULOU (T) 1971 - Ecoulement d'une zone altérée de la région de Velesinon vers les formations
subpellaioniennes schisto-grés-radiolaritiques (partie sud de la Thessalie Orientale).

KIENITZ (G) SZESZTAYKAND UBEU (K) - The hydrologique cycle and the water balance in nature
UNESCO 1966 Budapest.

MARGAT (J) 1963 - Application des cartes hydrogéologiques à l'étude de la perméabilité et de la transmissivité
des terrains aquifères BRGM.

MARGAT (J) 1963 - Notice explicative du diagramme d'analyse d'eau BRGM DS 63 A 31.

MARGAT (J) 1963 - Ressources en eau souterraine et bilan des nappes. BRGM.

MORET (L) 1962 - Précis de géologie Ed. Masson et Cie.

REMENIERAS (G) 1960 - L'hydrologie de l'ingénieur Ed. Eyrolles.

SCHNEEBELI (G) 1966 - Hydraulique souterraine Ed. Eyrolles.

SCHOELLER H 1962 - Les eaux souterraines Masson et Cie Paris.

SCHNEIDER - Le néogène de la Thessalie (en Allemagne).

SOGREAH société 1975 - Rapport final de l'étude hydrogéologique de la Thessalie.

TABLE DES MATIERES

	PAGE		PAGE
AVANT-PROPOS			
INTRODUCTION	1		
1. GENERALITES	3		
1.1. CADRE GEOGRAPHIQUE ET SITUATION	3		
1.2. GEOMORPHOLOGIE	3		
1.2.1. Superficie et répartition des altitudes	4		
1.2.2. Réseau hydrographique	7		
1.2.3. Erosion du Pinios	9		
2. ETUDE GEOLOGIQUE	11		
2.1. STRATIGRAPHIE	11		
2.1.1. Zone Pélagonienne	14		
2.1.1.1. Schistes	15		
2.1.1.2. Marbres	16		
2.1.2. Zone Subpélagonienne	19		
2.1.2.1. Ophiolites	19		
2.1.2.2. Schistes Jurassiques	21		
2.1.2.3. Calcaires Jurassiques	21		
2.1.2.4. Calcaires Crétacés	22		
2.1.2.5. Flysch Eocrétacé	22		
2.1.3. Les sédiments molassiques du sillon mésohellénique	22		
2.1.3.1. Le Néogène	23		
2.1.3.1.1. Couches sableuses et gréseuses	24		
2.1.3.1.2. Marnes du Pliocène	24		
2.1.3.1.3. Conglomérat du Pleistocène	24		
2.1.4. Alluvions	25		
2.1.4.1. Alluvions anciennes	25		
2.1.4.2. Alluvions récentes	25		
2.1.4.3. Eboulis de pentes	26		
2.1.5. Evolution paléogéographique	26		
2.2. TECTONIQUE	31		
2.2.1. Caractères d'ensemble	31		
2.2.2. Fossé d'effondrement de Larissa	31		
2.2.2.1. Evolution du fossé	31		
2.2.3. Anticlinal de Titanos Khalkodonion	33		
2.2.4. Autres anticlinaux et fossé	34		
2.2.5. Forces tectoniques	35		
		2.3. SUBSTRATUM DES ALLUVIONS	36
		2.3.1. Région de Tirnavos	36
		2.3.2. Région de Larissa	36
		2.3.3. Région de Mélissa	36
		2.3.4. Région de Karla	37
		2.3.5. Région de Kipseli-Armenion	37
		3. CLIMATOLOGIE ET HYDROLOGIE DE SURFACE	39
		3.1. LE CLIMAT	39
		3.2. LES MESURES CLIMATOLOGIQUES ET LES DONNEES	39
		3.3. PLUVIOMETRIE	43
		3.3.1. Répartition pluviométrique dans l'espace	43
		3.3.2. Répartition pluviométrique dans le temps	46
		3.3.3. Etude statistique	47
		3.4. LA TEMPERATURE	49
		3.5. LES VENTS OU LE REGIME DES VENTS	50
		3.6. HUMIDITE OU HYGROMETRIE	50
		3.7. EVAPORATION	50
		3.7.1. Evapotranspiration potentielle	51
		3.7.1.1. Méthode de TÜRC	51
		3.7.1.2. Méthode de THORNTHWAITE	53
		3.7.1.3. Comparaison de résultats des méthodes utilisées	56
		3.8. BILAN HYDRIQUE	57
		3.9. HYDROLOGIE DE SURFACE	59
		3.9.1. Débits	61
		3.9.2. Calcul du volume des réserves par l'étude du Tarissement	65
		3.10. CYCLE DE L'EAU	67
		3.10.1. Ruissellement et infiltration sur le piémont	67
		3.10.2. Infiltration directe de la pluie	67
		3.10.3. Infiltration de la pluie sur les zones karstiques	69
		3.10.4. Infiltration alimentée par les rivières	69
		3.10.5. Résurgences qui se manifestent aux bords de la plaine	70
		3.10.6. Pompage pour l'irrigation	70
		4. ETUDE DES NAPPES OU HYDROGEOLOGIE	71
		4.1. INVENTAIRE DES POINTS D'EAU	71
		4.1.1. Les puits	73
		4.1.1.1. Prélèvement d'échantillons d'eau et nivellement	74
		4.1.2. Les sources	74
		4.1.2.1. Sources alluviales	74
		4.1.2.2. Sources karstiques	75
		4.1.2.3. Sources tectoniques	76

4.2. OBSERVATIONS HYDROGEOLOGIQUES POUR LES AQUIFERES	77	6. ETUDE PAR LES METHODES D'ANALOGIE	123
4.2.1. Nappe phréatique ou peu profonde	78	6.1. MODELE MATHEMATIQUE	123
4.2.1.1. Région d'Argiropoulion-Déléria	78	6.1.1. Hypothèses de base	123
4.2.1.2. Région de Timavos	78	6.1.2. Données	123
4.2.1.3. Région d'Ambelon-Falani	79	6.1.3. Exploitation du modèle	125
4.2.1.4. Région de Larissa	80	6.2. MODELE SUR PAPIER CONDUCTEUR	127
4.2.1.5. Région de Platicambos-Khalki	80	6.2.1. Introduction	127
4.2.1.6. Région de Kipseli-Arménion	80	6.2.2. Hypothèses de base	127
4.2.1.7. Région de Karla-Rizomilos	81	6.2.3. Données nécessaires	129
4.2.2. Nappes profondes	82	6.2.3.1. Les limites latérales	129
4.2.2.1. Lithologie des aquifères profondes et granulométrie	82	6.2.3.2. Les limites de l'aquifère	129
4.2.3. Nappes de terrains quaternaires	85	6.2.3.3. Paramètres hydrodynamiques	130
4.2.3.1. Terrasses du Pinios et du Titarissios	86	6.2.3.4. Conditions aux limites	130
4.2.3.2. Conglomérats au SW de Larissa	86	6.2.3.5. Autres perspectives - construction du modèle	131
4.2.4. Les calcaires et marbres perméables en grand	87	6.2.4. L'analogie électrique sur papier conducteur	131
4.2.5. Les formations imperméables	89	6.2.5. Facteur d'échelle	134
4.2.5.1. Schistes cristallins	89	6.2.5.1. La hauteur	134
4.2.5.2. Les roches éruptives	89	6.2.5.2. Transmissivité	134
4.3. TRAVAUX DE FORAGES	91	6.2.5.3. Débit Q	135
4.3.1. Foragés de reconnaissance	91	6.2.5.4. Dimensions	135
4.3.2. Forages d'exploitation	93	6.2.6. Les mesures effectuées sur le modèle	135
4.4. TRAVAUX DE GEOPHYSIQUE	95	6.2.7. Exploitation du modèle électrique	137
4.4.1. Travaux de géophysique effectués par I.G.R.S. ou par Lericci-ELECTROWATT	95	6.2.8. Les résultats et les conclusions	137
4.4.2. Travaux de géophysique exécutés par C.G.G.	97		
4.4.2.1. Résultats	97	6.3. CONCLUSION ET COMPARAISON	138
5. PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES DES TERRAINS	99	7. HYDRICHIMIE	139
5.1. TRANSMISSIVITE	99	7.1. QUALITE DES EAUX	139
5.1.1. Essai de débit	99	7.2. CONDUCTIVITE ELECTRIQUE DES EAUX	139
5.1.2. Essai de pompage	103	7.3. LES ZONES DES DIVERS ELEMENTS	140
5.1.3. Coefficient d'emménagement S	109	7.3.1. Equi-rapport $\frac{r_{Mg}}{r_{Ca}}$	140
5.1.4. Rayon d'influence des puits	109	7.3.2. Equi-rapport $\frac{r_{SO_4}}{r_{Cl}}$	141
5.2. REPRESENTATION GRAPHIQUE DES PROPRIETES DES NAPPES	110	7.4. REPRESENTATION GRAPHIQUE DES ANALYSES D'EAU	142
5.2.1. Cartes piézométriques	110	7.5. INTERPRETATION DES DIAGRAMMES	154
5.2.1.1. Cartes piézométriques correspondant aux basses eaux	110	7.6. RESULTATS DE L'ETUDE HYDROCHIMIQUE	155
5.2.1.2. Cartes piézométriques des hautes eaux	111	8. BILAN ET POSSIBILITES D'EXPLOITATION DE L'EAU	156
5.2.2. Gradient hydraulique et différence de la charge verticale des nappes	112	8.1. ESSAI D'EVALUATION DU BILAN	156
5.2.3. Battement des nappes	113	8.1.1. Précipitation sur la surface du bassin	158
5.2.4. Epaisseur des aquifères	120	8.1.2. Evapotranspiration réelle	158
5.2.5. Profondeur des nappes	121	8.1.3. Ruissellement en surface, entrées ou sorties souterraines	158
5.2.6. Analyse de la surface piézométrique	121		

8.2. ECOULEMENT DE L'EAU A L'INTERIEUR DU BASSIN VERSANT	160
8.2.1. Les résurgences du bassin par les nappes	160
8.2.2. Infiltration dans le bassin	160
8.2.3. Débit d'écoulement souterrain	161
8.2.3.1. Réserves régulatrices des nappes	162
8.2.4. Réserves permanentes	163
8.3. BILAN DES NAPPES ALLUVIALES	164
8.4. TENEUR EN TRITIUM DES EAUX DE LA REGION	165
8.4.1. Isotopes normalement utilisés en hydrogéologie	165
8.4.2. Echantillons et mesures	166
8.5. COMPARAISON AVEC LES RESULTATS DES MODELES	166
8.6. POSSIBILITES D'EXPLOITATION DES NAPPES	167
8.6.1. Exploitation de la nappe phréatique	167
8.6.2. Exploitation des nappes profondes	167
8.6.3. Les problèmes du sable fin	168
9. CONCLUSIONS GENERALES	170
BIBLIOGRAPHIE	173
TABLE DES MATIERES	
ANNEXE	

N°	FIGURES	PAGE
1	Localisation de la région étudiée	2
2	Courbes hypsométriques et histogrammes de la fréquence	4
3	Erosion et sédimentation par le Pinios	8
4	Zones tectoniques et esquisse géologique de la Grèce centrale	12
5	Variation de la pluviométrie	38
6	Augmentation de la pluie en fonction de l'altitude	42
7	Modules pluviométriques mensuels	45
8	Variations moyennes mensuelles de l'évapotranspiration et de la température	48
9	Méthode de Thornthwaite et courbes de Gauss	52
10	Comparaison entre les stations de mesure du débit sur Pinios	58
11	Courbes de tarage du Pinios	60
12	Sources karstiques. Courbe de tarissement	64
13	Coupe schématique indiquant l'écoulement de l'eau	68
14	Exemple de l'inventaire des points d'eau	72
15	Courbes granulométriques	84
16	Blocs diagrammes de la région Dentra (Tirnavos)	
17	Exemple d'un carothage électrique dans le forage de reconnaissance	92
18	Exemple de sondages électriques par C.G.G.	94
19	Coupes géophysiques transversales	96
20	Exemple d'essai d'air-lift dans un aquifère	100
21	Courbes caractéristiques des essais de pompage (10) (ensemble de deux) = 5	104 à 108
22	Variation mensuelle du niveau statique. 22.1, 22.2, 22.3, 22.4, 22.5, 22.6, 22.7, 22.8, 22.9, 22.10, 22.11 .	114 à 119
23	Schéma électrique du modèle sur papier conducteur	128
24	Diagramme d'analyse d'eau (9)	144 à 153
25	Schéma du Bilan global du bassin	157

PHOTOGRAPHIES

1	Les marbres dans les schistes
2	Marbres en minces plaques
3	Karstification des calcaires à l'emplacement des diaclases
4	Karstification dans les grottes
5	Un essai de pompage
6	Modèle analogique sur papier électrique

CARTES OU PLANCHES

- 1 Schéma orographique de la Thessalie Orientale
- 2 Carte géologique de la Thessalie Orientale
- 3 Evolution paléogéographique
- 4 Esquisse structurale du socle
- 5 Réseaux hydrographiques
- 6 Pluviométrie; Méthode de Thiessen, isohyètes et isothermes
- 7 Points d'eau utilisés et isobathes de la surface piézométrique
- 8 Carte de géophysique
- 9 Carte de la transmissivité et du rabattement spécifique
- 10 Carte piézométrique des basses eaux:
 - { nappe phréatique
 - { nappe profonde
- 11 Carte piézométrique des hautes eaux:
 - { nappe phréatique
 - { nappe profonde
- 12 Carte du gradient horizontal de la surface piézométrique et différence de la charge verticale
- 13 Carte d'Equibattelement
 - { nappe phréatique et
 - { nappe profonde
- 14 Isobathes du toit de nappes, courbes du substratum et isopaques de l'aquifère
- 15 Classification hydromorphologique de la surface piézométrique
- 16 Carte du modèle mathématique
- 17 a Carte du modèle sur papier conducteur 1er exécution
- 17 b Carte du modèle sur papier conducteur 2ème exécution
- 18 Conductivité électrique
 - { nappe phréatique et
 - { nappe profonde
- 19 Carte d'équirapports $\frac{r_{Mg}}{r_{Ca}}$
 - { nappe phréatique et
 - { nappe profonde
- 20 Carte d'équirapports $\frac{r_{SO_4}}{r_{Cl}}$
 - { nappe phréatique et
 - { nappe profonde même
- 21 Carte des possibilités d'exploitation des aquifères

Coupes géologiques (hors texte)

ANNEXE

TABLEAU DES VALEURS DE LA TRANSMISSIVITE

Méthode de Jacob

(en m²/s)

N° de forage	Localité	Abaissement		Remontée		Transmissivité choisie
		Près du forage	Loin du forage	Près du forage	Loin du forage	
SR 29	Platicambos	2,4.10 ⁻³		1,8.10 ⁻⁴		1,8.10 ⁻⁴
SR 30	Khalki					1,8.10 ⁻³
SR 31	Lofiskos	2.10 ⁻³	6.10 ⁻⁴	3.10 ⁻⁴		6.10 ⁻⁴ à 2.10 ⁻³
SR 32	Kipseli	3,4.10 ⁻⁴	1,2.10 ⁻³	3,9.10 ⁻³	1,2.10 ⁻³	5.10 ⁻⁴ à 1.10 ⁻³
SR 33	Omorphokhorion		3.10 ⁻³		1,6.10 ⁻³	1,6.10 ⁻³
SR 34	Girtoni		3.10 ⁻²		1,8.10 ⁻²	1,8.10 ⁻²
SR 35	Eleftherion		4,5.10 ⁻⁴		1,9.10 ⁻³	1,9.10 ⁻³
SR 36	Ambelon		4.10 ⁻³		4,7.10 ⁻³	4.10 ⁻³
SR 37	Rodix		8,7.10 ⁻³		1,7.10 ⁻³	1,7.10 ⁻³
SR 39 a	Tirnavos	2,8.10 ⁻³	1,5.10 ⁻³	2,5.10 ⁻³		2,8.10 ⁻³
SR 41	Damassi		4,2.10 ⁻²		4.10 ⁻²	4 à 4,2.10 ⁻²
SR 43	Armenion					1,4.10 ⁻⁴
SR 58	Amigdalix	6,8.10 ⁻⁴	7,9.10 ⁻⁴	1,4.10 ⁻³	8,9.10 ⁻⁴	9.10 ⁻⁴
SR 60	Omorphokhorion	2,7.10 ⁻³	7,6.10 ⁻³	1,4.10 ⁻³	4,3.10 ⁻³	5.10 ⁻³
SR 61	Kanalia	1,7.10 ⁻³	6,9.10 ⁻⁴	2,8.10 ⁻³	1,5.10 ⁻³	1,7.10 ⁻³
SR 62	Stefanovikion		5. 10 ⁻¹	2,1.10 ⁻¹	2,6.10 ⁻¹	2.10 ⁻¹
SR 63	Rizomilos	9,4.10 ⁻⁴	3,5.10 ⁻⁴	4,8.10 ⁻³	1,7.10 ⁻³	1.10 ⁻³
SR 64	Stefanovikion	1,1.10 ⁻²	4,9.10 ⁻⁴	2,5.10 ⁻²		2.10 ⁻²
SR 65	Kalamakion					1.10 ⁻³
SR 66	Niki			1,34.10 ⁻⁵		1,34.10 ⁻⁵
SR 67	Damassi		6,4.10 ⁻²		1,1.10 ⁻²	1.10 ⁻²
SR 70	Khalki	1,2.10 ⁻³	9.10 ⁻⁴	1, 2.10 ⁻³	6.10 ⁻⁴	6.10 ⁻⁴
SR 71	Khalki	3,6.10 ⁻³	4.10 ⁻³	4.10 ⁻³	9.10 ⁻⁴	2,4 .10 ⁻³
SR 72	Omorphokhorion		2,7.10 ⁻³		1,8.10 ⁻³	1,8 .10 ⁻³
SR 73	Girtoni		8.10 ⁻⁴		3,6.10 ⁻³	3,6 .10 ⁻³

TABLEAU DES VALEURS DE LA TRANSMISSIVITE
Méthode de Jacob

(en m²/s)

N° de forage	Localité	Abaissement		Remontée		Transmissivité choisie
		Près du forage	Loin du forage	Près du forage	Loin du forage	
SR 74	Girtoni		3.10 ⁻³		8.10 ⁻³	3.10 ⁻³
SR 75	Deleria		1,2.10 ⁻³		8,5.10 ⁻⁴	1.10 ⁻³
SR 76	Kipseli		3,4.10 ⁻¹		1,5.10 ⁻¹	1,5.10 ⁻¹
SR 78	Armenion	2,2.10 ⁻³	1,1.10 ⁻³	2,3.10 ⁻³	1,1.10 ⁻³	1,1.10 ⁻³
SR 79	Karla		5,7.10 ⁻³		5,1.10 ⁻³	5,2.10 ⁻³
SR 80	Larissa		1,6.10 ⁻³		1,2.10 ⁻³	1,4.10 ⁻³
SR 82	Kilas		3,5.10 ⁻⁴	8.10 ⁻⁴	2,7.10 ⁻⁴	5.10 ⁻⁴
SR 84	Damassi	6,9.10 ⁻³	2,8.10 ⁻²	2,2.10 ⁻²		2,2.10 ⁻²
SR 93	Makrikhorion					1,1.10 ⁻²
SR 95	Sikourion	1,9.10 ⁻³	2,8.10 ⁻³	1,9.10 ⁻³	2,5.10 ⁻³	2,5.10 ⁻³
SR 96	Gonni	5,6.10 ⁻³	1,1.10 ⁻³		1.10 ⁻³	1.10 ⁻²
SR100	Gonni					2,9.10 ⁻³
539 YEB	Damassi					5.10 ⁻³
579 YEB	Aerodrome Stef					4.10 ⁻³
587 YEB	Commune Stefanovikion					3,1.10 ⁻³
PZ 7	Neokhorion			2.10 ⁻⁴		2.10 ⁻⁴
PZ14	Mega Monastirion					4.10 ⁻⁵
LB 81	Tirnavos	1,3 .10 ⁻²	4,4.10 ⁻³	2,2.10 ⁻²	1,5.10 ⁻²	2.10 ⁻²
LB 82	Tirnavos	2 .10 ⁻²	1,5.10 ⁻²	2.10 ⁻²	1,7.10 ⁻²	1,6.10 ⁻²
LB 83	Agia Sofia	5 .10 ⁻³	4,7.10 ⁻³	4.10 ⁻³	4.10 ⁻³	4.10 ⁻³
LB 84	Agia Sofia	1,5 .10 ⁻²	0,9.10 ⁻²	1,5.10 ⁻²	1.10 ⁻²	1.10 ⁻²
LB 85	Agia Sofia	4,1.10 ⁻³	1.10 ⁻²	4,4.10 ⁻³	1,1.10 ⁻²	4,5.10 ⁻³
LB 86	Agia Sofia		3.10 ⁻²		2,8.10 ⁻²	2,8.10 ⁻²
LB 87	Agia Sofia	3.10 ⁻²	1,15.10 ⁻²	3.10 ⁻²	1,5.10 ⁻²	1,5.10 ⁻²

TABLEAU DES VALEURS DE LA TRANSMISSIVITE
Méthode de Jacob

(en m²/s)

N° de forage	Localité	Abaissement		Remontée		Transmissivité choisie
		Près du forage	Loin du forage	Près du forage	Loin du forage	
LB 89	Platanoulia	2,2.10 ⁻²	2,1.10 ⁻²	2,9.10 ⁻²	2,6.10 ⁻²	2,5.10 ⁻²
LB 90	Platanoulia	3,7.10 ⁻²	1,1.10 ⁻²	3,1.10 ⁻²	2,7.10 ⁻²	2,5.10 ⁻²
LB 91	Platanoulia	3,2.10 ⁻²	1,5.10 ⁻²		2.10 ⁻²	2.10 ⁻²
LB 92	Platanoulia		1,6.10 ⁻²		2,2.10 ⁻²	2,2.10 ⁻²
LB 93			1,2.10 ⁻²		1,1.10 ⁻²	1,1.10 ⁻²
LB 95	Dentra	9.10 ⁻³	5.10 ⁻³	4.10 ⁻³	1.10 ⁻²	5.10 ⁻³
LB 96	Dentra					
LB 97	Dentra	3.10 ⁻²	2.10 ⁻²	3.10 ⁻²	1,2.10 ⁻²	1,2.10 ⁻²
LB 98	Dentra	1,5.10 ⁻²	1,1.10 ⁻²	1,6.10 ⁻²	1,25.10 ⁻²	1,2.10 ⁻²
LB100	Dentra	2.10 ⁻²	1.10 ⁻²	2.10 ⁻²	1,6 .10 ⁻²	1,6.10 ⁻²
LB102	Dentra	2.10 ⁻²	9.10 ⁻³	2.10 ⁻²	1,2 .10 ⁻²	2.10 ⁻²
LB103	Dentra	2.10 ⁻²	1.10 ⁻²	5.10 ⁻³	4 .10 ⁻³	1.10 ⁻²
LB112	Yiannouli	1,5.10 ⁻²	1,3.10 ⁻²	1,5.10 ⁻²	1,3 .10 ⁻²	1,3.10 ⁻²
LB113	Ambelon	1,5.10 ⁻²	1,83.10 ⁻²	1,9.10 ⁻²	3,7 .10 ⁻²	2.10 ⁻²
LB114	Ambelon	4.10 ⁻³	1,2 .10 ⁻³	2.10 ⁻³	1,4 .10 ⁻³	1,4.10 ⁻³
LB116	Ambelon	6,5.10 ⁻³	3 .10 ⁻³	5.10 ⁻³	6 .10 ⁻³	6.10 ⁻³
LB118	Girtoni	2,4.10 ⁻³	2,2 .10 ⁻³		2,9 .10 ⁻³	2,9.10 ⁻³
LB126	Falani	3.10 ⁻³	2 .10 ⁻³	2,2.10 ⁻³	2 .10 ⁻³	2.10 ⁻³
LB127	Ambelon		6,5 .10 ⁻³	5,3.10 ⁻³	5,3 .10 ⁻³	5,3 .10 ⁻³
LB128	Ambelon	1,3.10 ⁻²	1,35.10 ⁻²	1,57.10 ⁻²	1,47.10 ⁻²	1,5 .10 ⁻²
LB129	Ambelon	2 .10 ⁻²	1 .10 ⁻¹	2,5 .10 ⁻²	1 .10 ⁻¹	1 .10 ⁻¹
LB130	Ambelon	1 .10 ⁻²	1,4 .10 ⁻²	6,1 .10 ⁻³	6 .10 ⁻³	1 .10 ⁻²
LB 131	Ambelon	2 .10 ⁻³	4 .10 ⁻³	1,7 .10 ⁻³	3 .10 ⁻³	3,5 .10 ⁻³
LB132	Ambelon	7,1.10 ⁻³	2,2 .10 ⁻²	1 .10 ⁻²	3,2 .10 ⁻²	1,5 .10 ⁻²

TABLEAU DES VALEURS DE LA TRANSMISSIVITE
Méthode de Jacob

N° de forage	Localité	(en m ² /s)				Transmissivité choisie
		Abaissement		Remontée		
		Près du forage	Loin du forage	Près du forage	Loin du forage	
LB133	Ambelon	2 .10 ⁻³	1,8 .10 ⁻³	1,6 .10 ⁻³	2 .10 ⁻³	2 .10 ⁻³
LB135	Ambelon	2,7 .10 ⁻³	4,4 .10 ⁻³	4,6 .10 ⁻³	4,6 .10 ⁻³	4,5 .10 ⁻³
LB136	Ambelon		1,1 .10 ⁻²		1,1 .10 ⁻²	1,1 .10 ⁻²
LB137	Ambelon		2,02.10 ⁻²		2,23.10 ⁻²	2 .10 ⁻²
LB138	Ambelon	2,6 .10 ⁻³	5 .10 ⁻³	3,5 .10 ⁻³	6 .10 ⁻³	5 .10 ⁻³
LB139	Ambelon	8,3 .10 ⁻³	1,5 .10 ⁻²	1,3 .10 ⁻²	2 .10 ⁻²	2 .10 ⁻²
LB140	Ambelon	8,4 .10 ⁻³	1,2 .10 ⁻²	9,1 .10 ⁻³	1,6 .10 ⁻²	1,2 .10 ⁻²
LB141	Ambelon		4, .10 ⁻³		4 .10 ⁻³	4 .10 ⁻³
LB148	Falani	7,7 .10 ⁻⁴	1,5 .10 ⁻³	2,8 .10 ⁻³	2 .10 ⁻³	2 .10 ⁻³
LB173	Terpsithéa	6 .10 ⁻³	3 .10 ⁻³	5,2 .10 ⁻³	3,2 .10 ⁻³	3,2 .10 ⁻³
LB174	Terpsithéa	3,2 .10 ⁻³	2 .10 ⁻²	1,5 .10 ⁻²	1,3 .10 ⁻²	1,3 .10 ⁻²
LB175	Terpsithéa		1,4 .10 ⁻²		1,9 .10 ⁻³	1,9 .10 ⁻³
LB176	Terpsithéa	4 .10 ⁻³	3,3 .10 ⁻³	3 .10 ⁻³	3,6 .10 ⁻³	3,6 .10 ⁻³
LB177	Terpsithéa	8 .10 ⁻³	6,8 .10 ⁻³	1,1 .10 ⁻²	1,1 .10 ⁻²	1,1 .10 ⁻²
LB199	Platicambos	1,1 .10 ⁻³	8 .10 ⁻⁴	1,1 .10 ⁻³	8 .10 ⁻⁴	8 .10 ⁻⁴
LB200	Kalamaki		8,1 .10 ⁻³		5,5 .10 ⁻³	5,5 .10 ⁻³
LB201	Kalamaki		5,9 .10 ⁻³		2,8 .10 ⁻³	2,8 .10 ⁻³
LB202	Kalamaki		8,3 .10 ⁻⁴		9,1 .10 ⁻³	9,1 .10 ⁻³
LB204	Kalamaki		3,5 .10 ⁻⁴		1,3 .10 ⁻³	1,3 .10 ⁻³
LB205	Koulouri		1,1 .10 ⁻³		1 .10 ⁻³	1 .10 ⁻³
LB206	Koulouri		8,6 .10 ⁻³		2,2 .10 ⁻²	2,2 .10 ⁻²
LB207	Koulouri	2 .10 ⁻²	8,1 .10 ⁻³		5,08.10 ⁻³	5 .10 ⁻³
LB208	Koulouri		7,2 .10 ⁻³	5,3 .10 ⁻³	2,5 .10 ⁻³	2,5 .10 ⁻³
LB209	Koulouri		6,4 .10 ⁻³		3,3 .10 ⁻³	3,3 .10 ⁻³

TABLEAU DES VALEURS DE LA TRANSMISSIVITE
Méthode de Jacob

N° de forage	Localité	(en m ² /s)				Transmissivité choisie
		Abaissement		Remontée		
		Près du forage	Loin du forage	Près du forage	Loin du forage	
LB210	Koulouri		2,05.10 ⁻³		1,9 .10 ⁻³	2 .10 ⁻³
LB211	Omorphokhorion	8,45.10 ⁻⁴	3,5 .10 ⁻³		1,01.10 ⁻³	1 .10 ⁻³
LB212	Omorphokhorion		1,1 .10 ⁻³		1 .10 ⁻³	1 .10 ⁻³
LB213	Omorphokhorion		7,3 .10 ⁻³		4,1 .10 ⁻³	4 .10 ⁻³
LB214	Omorphokhorion	2,3 .10 ⁻²	2,3 .10 ⁻³		4,8 .10 ⁻³	4 .10 ⁻³
LB215	Omorphokhorion		1,03.10 ⁻³		1,5 .10 ⁻³	1,5 .10 ⁻³
LB216	Omorphokhorion		4,1 .10 ⁻⁴		8,5 .10 ⁻⁴	5 .10 ⁻⁴
LB217	Omorphokhorion		7,3 .10 ⁻⁴		6,5 .10 ⁻⁴	6 .10 ⁻⁴
LB218	Omorphokhorion		3,2 .10 ⁻³		2,9 .10 ⁻³	3 .10 ⁻³
LB219	Omorphokhorion		1,4 .10 ⁻³		1,7 .10 ⁻³	1,5 .10 ⁻³
LB220	Omorphokhorion		4,9 .10 ⁻⁴		4,4 .10 ⁻³	4,4 .10 ⁻³
LB221	Omorphokhorion		1,5 .10 ⁻³		1,4 .10 ⁻³	1,5 .10 ⁻³
LB222	Omorphokhorion	1,03.10 ⁻³	4,9 .10 ⁻⁴		1,3 .10 ⁻³	1,3 .10 ⁻³
LB230	Girtoni	4,5 .10 ⁻⁴	9,7 .10 ⁻⁴	4,9 .10 ⁻⁴	5,5 .10 ⁻⁴	5 .10 ⁻⁴
LB231	Girtoni		7 .10 ⁻⁴		8 .10 ⁻⁴	8 .10 ⁻⁴
LB232	Girtoni	1,3 .10 ⁻³	8 .10 ⁻⁴	1,1 .10 ⁻³	2,2 .10 ⁻³	2,2 .10 ⁻³
LB233	Girtoni		5,5 .10 ⁻³		3,3 .10 ⁻³	3,3 .10 ⁻³
LB234	Girtoni		1 .10 ⁻²		3,9 .10 ⁻²	3 .10 ⁻²
LB236	Girtoni		4,5 .10 ⁻²		3,4 .10 ⁻³	3,5 .10 ⁻³
LB237	Girtoni		1,3 .10 ⁻²		7,9 .10 ⁻³	5 .10 ⁻³
LB239	Girtoni	7,5 .10 ⁻²	5,4 .10 ⁻²		1,4 .10 ⁻²	1,5 .10 ⁻²
LB242	Girtoni		1 .10 ⁻²		8,7 .10 ⁻³	1 .10 ⁻²

TABLEAU DES VALEURS DE LA TRANSMISSIVITE

Méthode de Jacob

(en m²/s)

N° de forage	Localité	Abaissement		Remontée		Transmissivité choisie
		Près du forage	Loin du forage	Près du forage	Loin du forage	
111	Omorphokhorion		2,6 .10 ⁻³		3,5 .10 ⁻³	3,5 .10 ⁻³
AD1	Tirnavos					5,12.10 ⁻³
AD3	Aryiropoulion					6,5 .10 ⁻⁴
AD4	Dentra					2,4 .10 ⁻²
AD5	Falani					4,4 .10 ⁻²
AD6	Dassokhorion					2,45.10 ⁻²
AG7	Gianouli					2,7 .10 ⁻²
AG8	Falani					6,5 .10 ⁻⁴
AD9	Melissokhorion					4,56.10 ⁻³
AD10	Platanoulia					5,1 .10 ⁻²
AD11	Modestos					1,07.10 ⁻³
AG12	Platicambos					9,4 .10 ⁻⁵
AD2	Ambelon					8,2 .10 ⁻³
AG14	Niki					2,4 .10 ⁻⁴
AD15	Karla					8,1 .10 ⁻⁴
AD16	Nikéa					3,6 .10 ⁻³
AG17	Rhizomilos					1,2 .10 ⁻²
AD18	Terpsithéa					1 .10 ⁻²
AD19	Elefthérion					5,4 .10 ⁻²

TABLEAU DES CARACTERISTIQUES DES FORAGES

N° du forage	Tubage principal		Tubes porte-crépines			Cotes des crépines (position)	Rabattement spécifique 10 ⁻³ m/m ³ /s	Profondeur Totale (mètres)
	Profondeur (mètres)	Diamètre (pouces)	Longueur (mètres)	Diamètre (pouces)	Profondeur (mètres)			
SR 29	85	10	53	6	128	92-105/110-115/120-125/		150
SR 30	82	10	30	8	139	90-93/99-108/118-136		200
SR 31	73	10	34	6	126	75-82/90-102/108-123		174
SR 32	85	10	27	8	134	92-101/104-113/122-131		177
SR 33	75	10	24	6	118	77-86/91-94/97-103/109-115		250
SR 34	160	10	32	8	221	172-184/191-197/204-218		365
SR 35	61	8	33	8	61	7-25/40-55		200
SR 36	85	10	35	8	198	99-109/138-144/162-175/ 189-195		208
SR 37	125	12	31	8	223	162-177,201-209,212-220		347
SR 39 a	85	10	27	10	82	36-45,52-60,72-82		133
SR 41	128	12	11,2	8	140	129-140		155
SR 43	96	4	12	4	96	80-92		168
SR 58	199	10	36,8	6	249,8	201-213, 219-244		302
SR 60	126	10	36,5	6	214	130-136,154-166,190-208		267
SR 61	76,8	12	35	10	118,7	77-112		195
SR 62	108,5	10			708,5			108
SR 63	94	10			94			130
SR 64	144	10			144			169
SR 65	97	10	24	10	97	70-94		61
SR 66	105	4	5	4	105	100-105		133
SR 67	76,4	12		10	105			200,5
SR 68	25	4		4				43
SR 70	80	10	42	6	161	80-26,104-128,146-158		194
SR 71	181,6	10	38	10	181,6	60-69,89-95,133-137, 152-161,167-175		200
SR 72	75	10	36,5	6	152	77-95,125-134,140-149		336
SR 73	61	12	30,5	8	112,5			176
SR 74	59,2	10	21	10	59,2	29-41,47-56		92
SR 75	105	12	47,1	8	175	92-98,110-123,129-135, 148-160,162-172		203
SR 76	18	14						130
SR 77	88	4	7	4	88	80-87		316

TABLEAU DES CARACTERISTIQUES DES FORAGES

N° du forage	Tubage principal		Tubes porte-crépines			Cotes des crépines (position)	Rabattement spécifique 10 ⁻³ m/m ³ /s	Profondeur Totale (mètres)
	Profondeur (mètres)	Diamètre (pouces)	Longueur (mètres)	Diamètre (pouces)	Profondeur (mètres)			
SR 78	75	10	39,3	6	129	73-81,87-96,99-108,111-117,120-126		254
SR 79	103,05	12	36	8	184	118-136,160-178		290
SR 80	197,4	14-10		6	258,5	197-206,213-216,222-234,246-252		274
SR 82	138,4	14-12	37	8	192,5	140-153,159-165,171-189		220
SR 83	75	18	36	10	140,5	75-87,113-137		298
SR 84	448	12	9	10	52,2	41-52		75
SR 93	60	12	36	10	125,6	61-70,83-95,108-123		164
SR 95	70	12	39	10	135	85-94,100-130		140
SR 96	72	12	35	8	136,20	83-91,103-130		132
PZ 7	85	4	8	4	85	74-82		214
PZ 14	112,8	14,16	67	6	221,2	127-139,160-215		380
LB 81	73,1	14	36,6	12	117	54-73,86-92,99-111		120
LB 82	63	14	36,6	10	88	32-42,48-57,64-82		82
LB 83	54,5	14	25	12	85	54-79		90
LB 84	66,7	14	31	12	116	73-95,101-110		123
LB 85	56	14	36	12	96	56-92		100
LB 86	79	14	31	14	79	42-73		108
LB 87	67,1	14	30,6	14 + 12	118	42-61,100-112		120
LB 88	37,2	10	12	10	37,80	19-31		44
LB 89	68	12	24	12	68,4	25-37,50-62		110
LB 90	70,3	14	21,7	14	70,3	30-37,49-64		75
LB 91	67	14	30,6	14,12	98,8	48-67,68-74,86-92		114
LB 92	67	14	24,8	14	67	24-33,46-61		103
LB 93	42,9	10	24	10	42,9	12-27,34-43		62
LB 95	60,6	14	33	12	106,9	61-67,74-100		130
LB 96	59,6	14	30	12	97	61-91		100
LB 97	60	14	30	12	116,6	67-85,92-98,104-110		130
LB 98	60,6	14	27	12	94,6	61-88		110
LB100	60,7	14	34,10	14,12	94,7	48-55,61-89		96
LB102	59,6	14	30,5	12	103,4	61-85,91-97		130

TABLEAU DES CARACTERISTIQUES DES FORAGES

N° du forage	Tubage principal		Tubes porte-crépines			Cotes des crépines (position)	Rabattement spécifique 10 ⁻³ m/m ³ /s	Profondeur Totale (mètres)
	Profondeur (mètres)	Diamètre (pouces)	Longueur (mètres)	Diamètre (pouces)	Profondeur (mètres)			
LB 103	69,4	12	24	12,10	101,2	51-63,83-95		120
LB 112	73	14	31	12	116	55-70,73-85,104-110		120
LB 113	73,2	14	30	10	157,2	95-101,108-111,117-120,133-151		162
LB 114	73	14	36	8	156	103-130,136-138,144-150		160
LB 115	79	14	39	10	180	83-89,96-111,149-152,159-174		230
LB 116	61	14	42,8	14,12	105,2	24,43,49-55,62-74,93-99		111
LB 118	69	12	34	8	120	70-79,91-116		122
LB 126	72,4	14	37	14,10	123	47-48,54-63,69-72,79-85,105-111,117-123		123
LB 127	76,1	14	33,5	14,12	119,7	55-70,89-95,101-113		132
LB 128	66,8	14	24,2	14,10	122,8	52-61,86-92,98-104,110-116		130
LB 129	73	14	36,4	14,12	136	61-73,80-86,105-111,118-130		140
LB 130	78,8	14	36	14,10	131	36-42,92-101,107-128		132
LB 131	72,9	14	39,2	14,12	151,7	42-49,100-106,111-133,140-145		157
LB 132	73	14	42	10	160,4	106-112,118-130,136-160		160
LB 133	79	14	48,2	14,10	159,4	61-67,79-85,104-110,117-141,147-153		160
LB 135	72	14	33,8	10	160	79-82,96-100,106-112,137-155		160
LB 136	72,8	14	36	10	139,80	79-100,113-122,128-134		140
LB 137	56,9	14	34	12	131,4	58-76,88-91,98-110,116-125		140
LB 138	65,8	14	42	14,10	128,4	55-61,73-85,92-98,104-122		150
LB 139	76,1	14	36,5	14,12	129,1	30-39,46-49,67-70,89-92,105-111,117-129		132
LB 140	72,8	14	46	12	155,9	73-79,85-88,94-110,122-131,137-150		161
LB 141	61,6	14	33	12	127,6	69-75,81-87,94-103,109-121		160
LB 148	73,2	14	30,8	10	158	108-115,121-127,133-152		172
LB 173	60	12	36	8	152,8	62-74,93-98,104-110,134-147		170
LB 174	74,4	12	33,5	8,12	117,8	53-65,71-74,81-84,96-118		140
LB 175	85	12	35,2	8	165	89-112,130-133,151-161		170

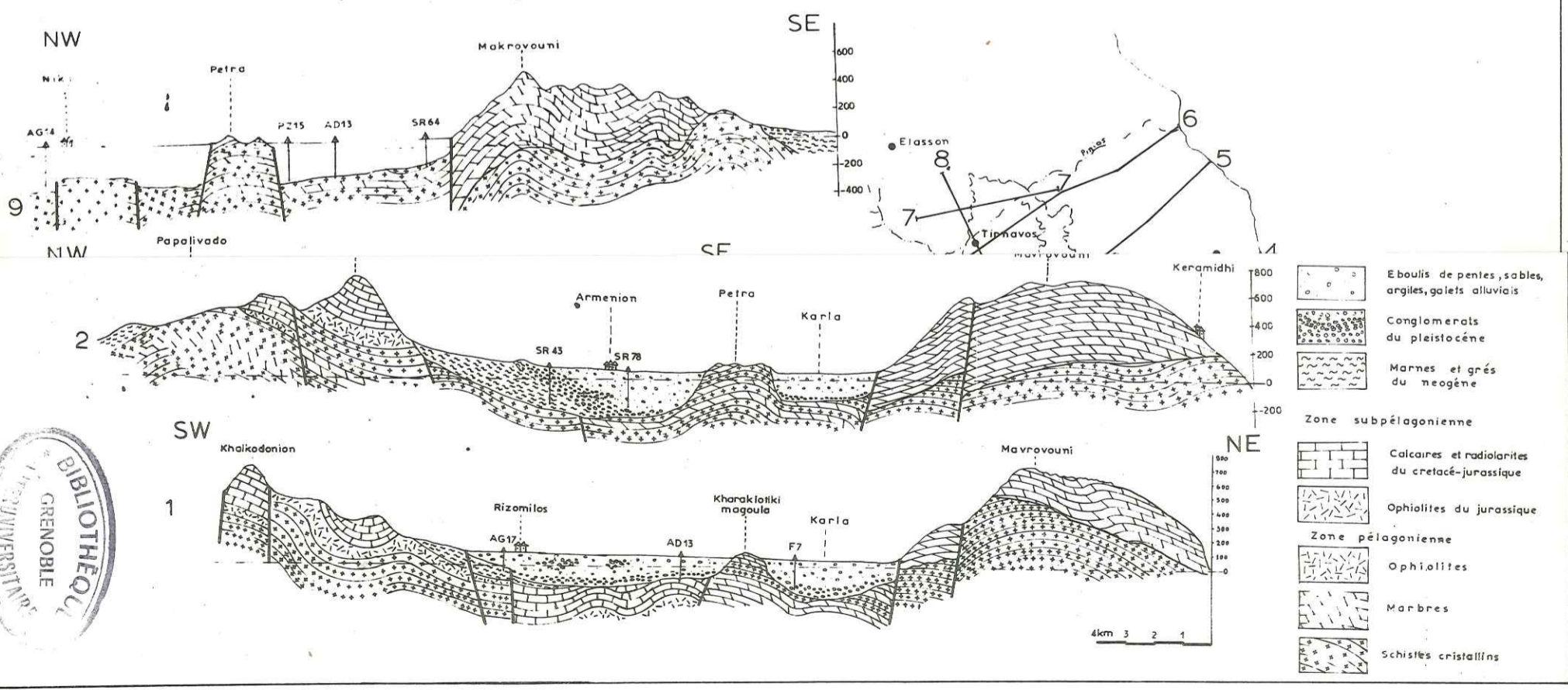
TABLEAU DES CARACTERISTIQUES DES FORAGES

N° du forage	Tubage principal		Tubes porte-crépines			Cotes des crépines (position)	Rabattement spécifique 10 ⁻³ m/m ³ /s	Profondeur Totale (mètres)
	Profondeur (mètres)	Diamètre (pouces)	Longueur (mètres)	Diamètre (pouces)	Profondeur (mètres)			
LB 176	102	12	33,9	8	165	107-126,132-175,141,153-159		170
LB 177	65	12	33,9	8	149,9	67-82,89-98,122-129,141-144		150
LB 199	89,2	10	27,8	6	182,8	92-98,135-141,147-150,156-162,169-172,176-178		182
LB 200	76,4	12		6				
LB 201		10		10				
LB 202	61,5	10	30	10	61,5	19-43,49-55		62
LB 204		8		8		18-33,39-55		
LB 205	80	12	25,7	6	144,2	82-94,107-110,116-119,125-127,133-138		150
LB 206	76,8	12		6				
LB 207	89,2	12	19,6	6	162,2	100-106,125-127,133-136,142-144,150-156		164
LB 208	89,2	12	19,6	6	149	99-103,121-134,140-143		150
LB 209	89,2	12		6				
LB 210	89,2	12		6		135-141,146-153,171-176		
LB 211								
LB 212	101	12	33,9	6	193,5	105-108,120-129,142-148,172-187		200
LB 213	89	12		6		120-123,147-150,180-199		
LB 214	90	12	40	6	176	118-121,127-130,136-170		182
LB 215								
LB 216	95,6	12	16,4	6	176,5	114-117,123-126,138-141,147-149,167-170		200
LB 217	85,4	12	30,6	12,8	150,2	57-66,42-95,107,116,122-130,142-144		200
LB 218	89,4	12		6		146-170		
LB 219		10		10				
LB 220		12						
LB 221	87,4	10	23,3	10,6	182,8	70-82,131-136,167-170,174-177		200
LB 222	82,6	12						
LB 230								
LB 231	68	10	30	10	68	32-62		72
LB 232								

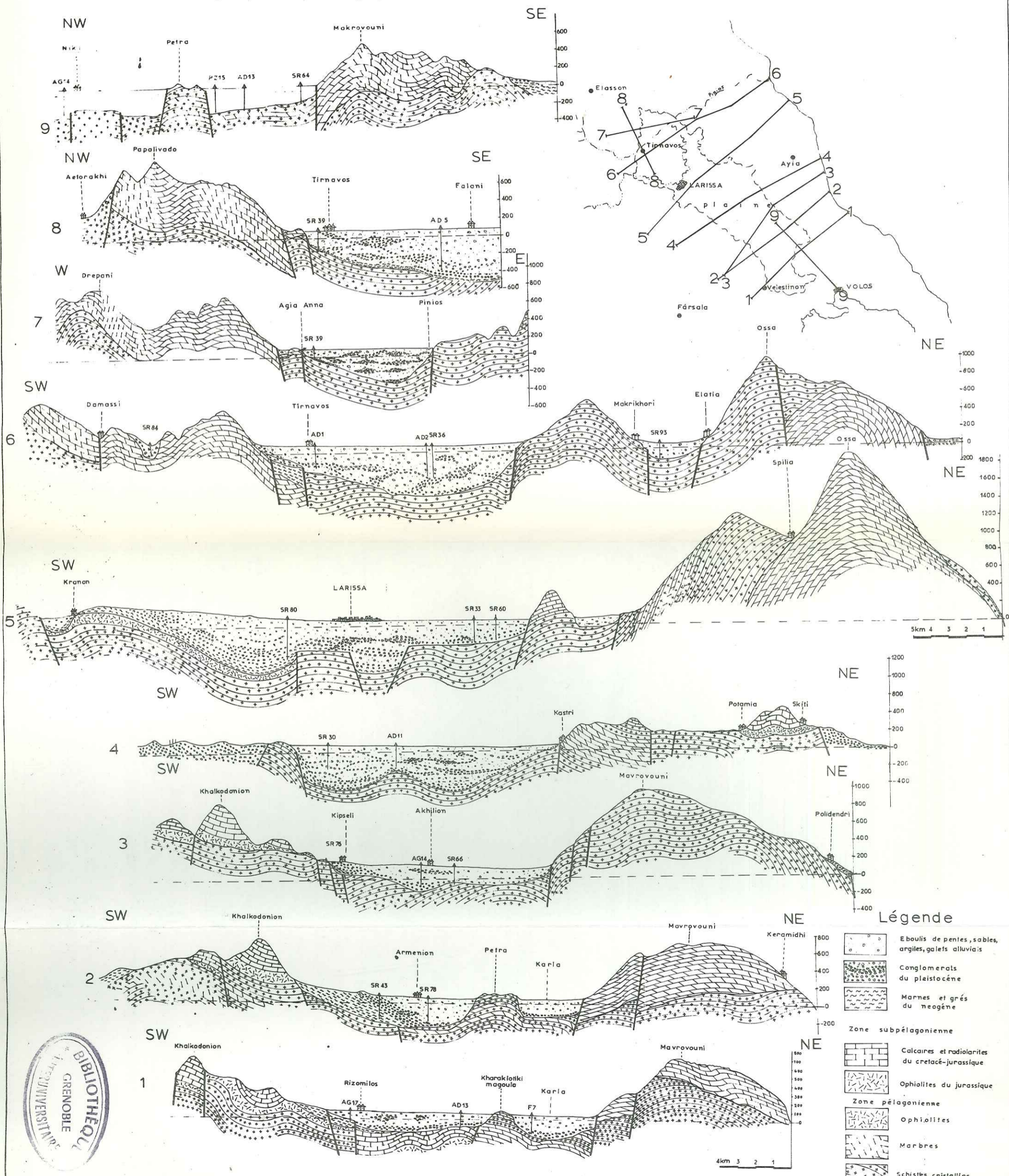
TABLEAU DES CARACTERISTIQUES DES FORAGES

N° du forage	Tubage principal		Tubes porte-crépines			Cotes des crépines (position)	Rabattement spécifique 10 ⁻³ m/m ³ /s	Profondeur Totale (mètres)
	Profondeur (mètres)	Diamètre (pouces)	Longueur (mètres)	Diamètre (pouces)	Profondeur (mètres)			
LB 233		10		10		51-54,60-75,81-87		
LB 234		12		10		56-58,65-77,84-87		
LB 236	74,8	12	33	10	96,8	38-44,50-56,62-68,75-90		101
LB 237		12		10				
LB 239	75,2	12	24	12,10	101	44-47,54-63,69-72,89-95		105
LB 242	64,2	12	33,8	10	99	51-59,65-77,84-87,93-96		100
11	55,16	12	55-164	6		67-76,90-97,121-127,151-157		164

Coupes Géologiques transversales



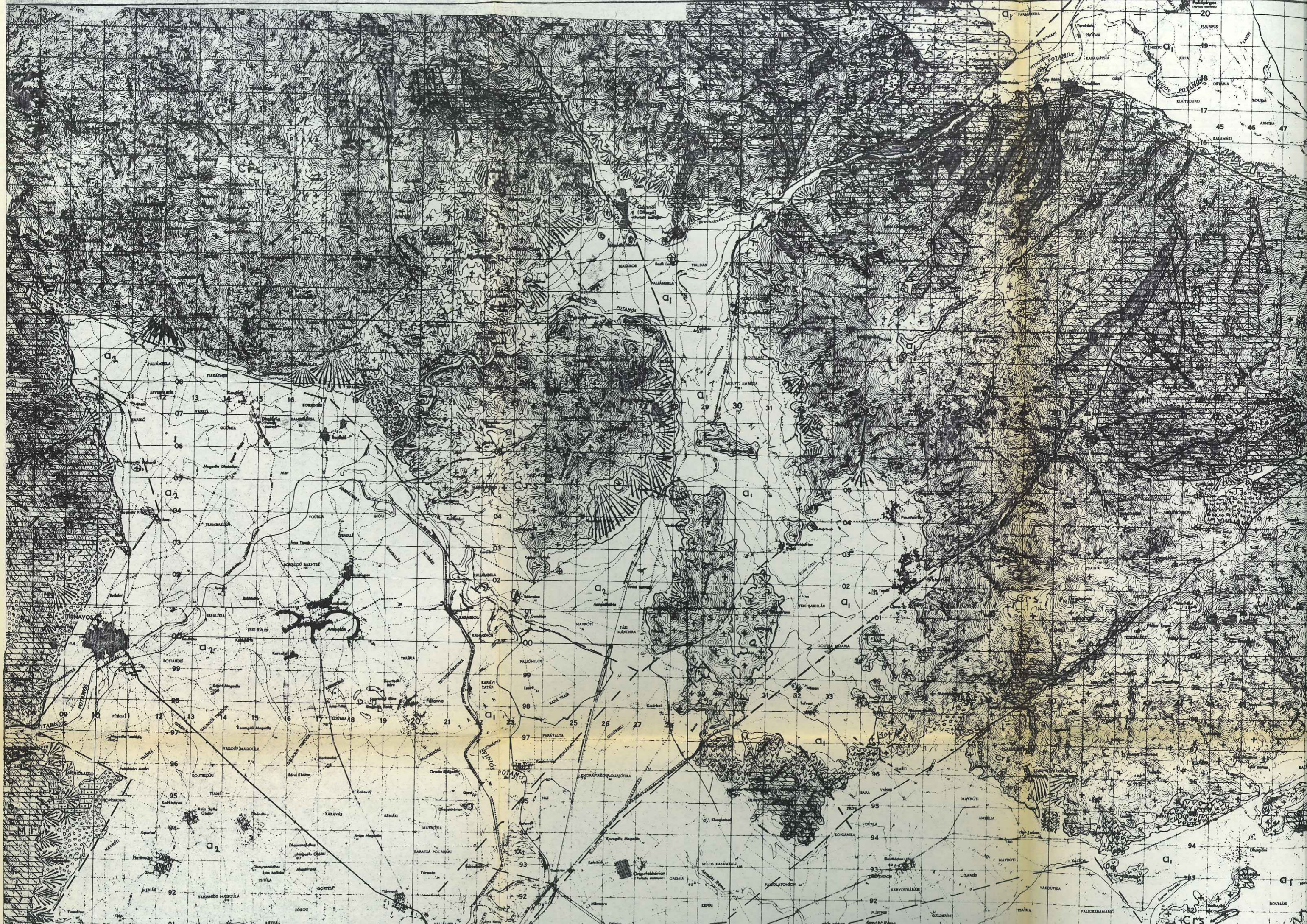
Coupes Géologiques transversales



Légende

- Eboulis de pentes, sables, argiles, galets alluviaux
- Conglomerats du pleistocène
- Marnes et grès du neogène
- Zone subpélagonienne**
 - Calcaires et radiolarites du cretacé-jurassique
 - Ophiolites du jurassique
- Zone pélagonienne**
 - Ophiolites
 - Marbres
 - Schistes cristallins





LEGENDE

Formations Quaternaire

- Cones des éboulis
- Alluvions récentes (argiles, sables, galets)
- Alluvions anciennes
- Terrasses anciennes

Conglomerats Pliopleistocène

- Conglomerats argilo-greux

Formations fluviolacustres

- Pliopleistocène marneux
- » argileux
- » galets-marnes
- » sableux-greux

- Calcaire graveleux, lacustre

Miocène

- Marnes et grès

Flysch crétacé à eocène

- Flysch Subpélagonien

Crétacé

- Calcaire Crétacé

- Calcaire jurassique

- Schistes du jurassique (radiolarites)

- Ophiolites »

Formations Cristallines, Pélagoniennes

- Marbres

- Schistes sericiteux, gneissiques, Phyllites.

- Direction et pendage des couches

- Couches horizontales

- Couches verticales

- Faille visible

- Faille cachée ou supposée

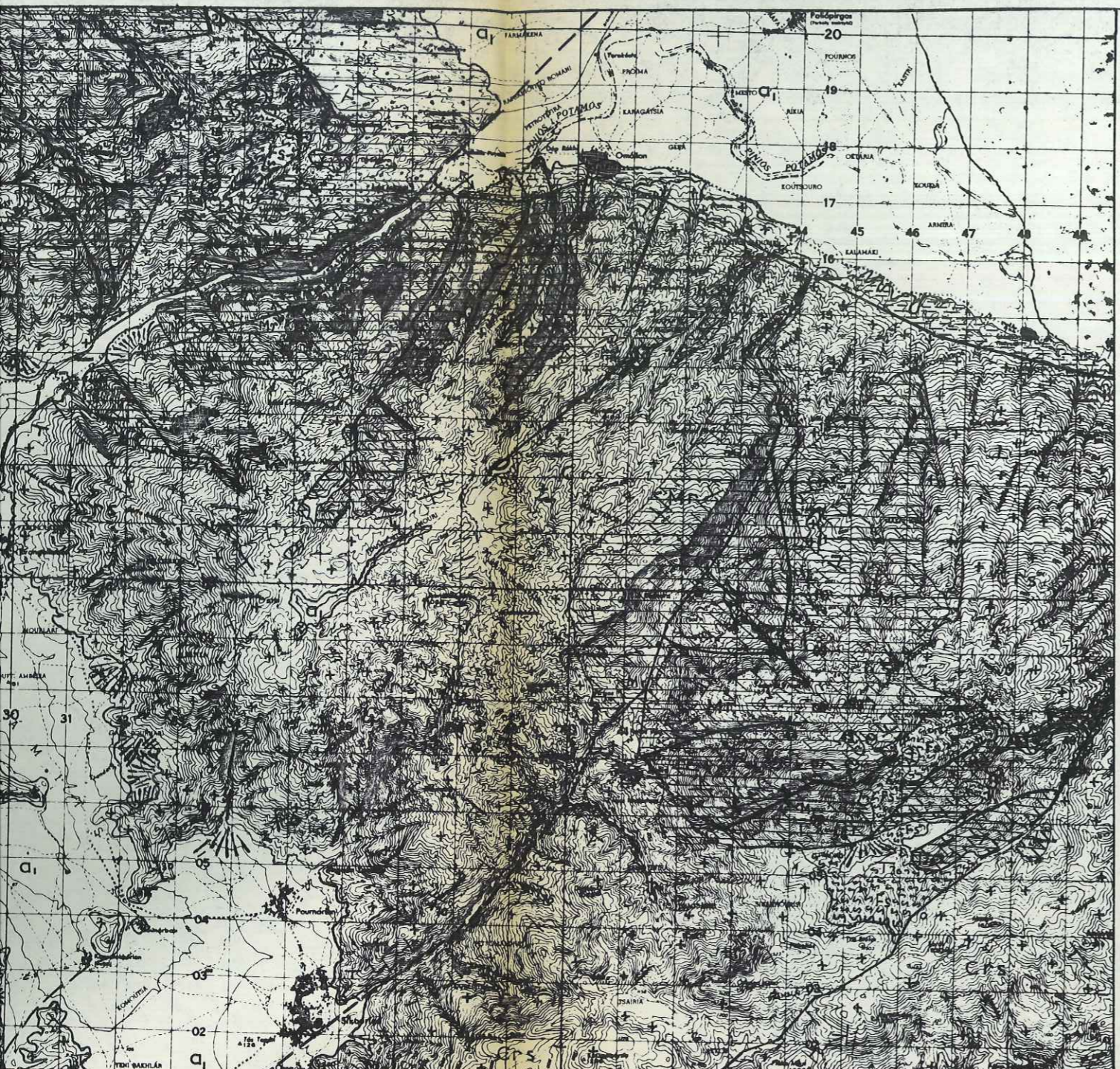
- Axe anticlinal

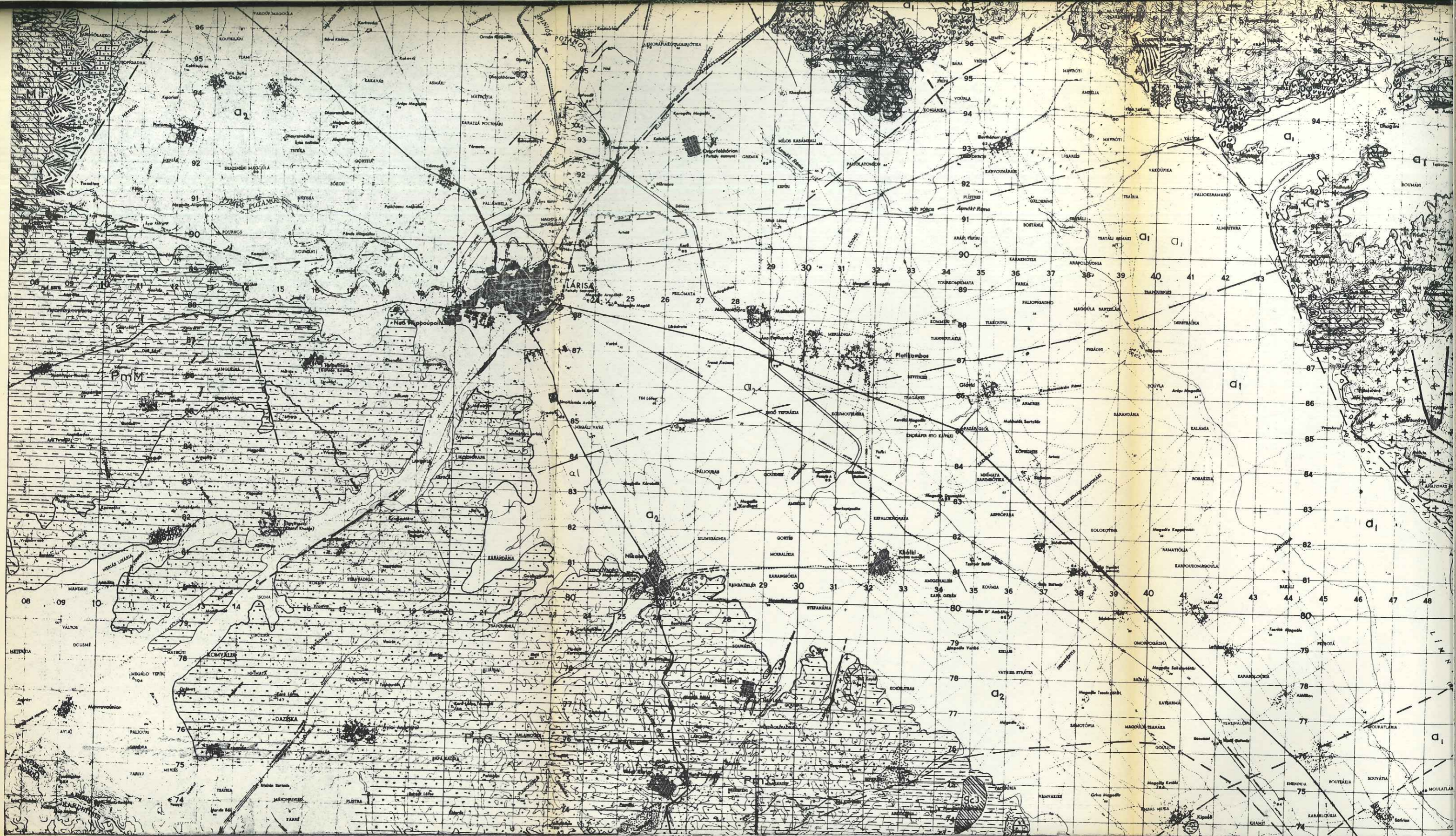
- Axe synclinal

- Chevauchement

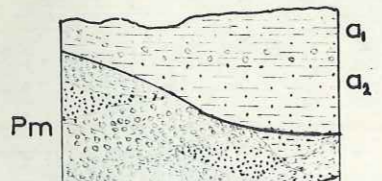


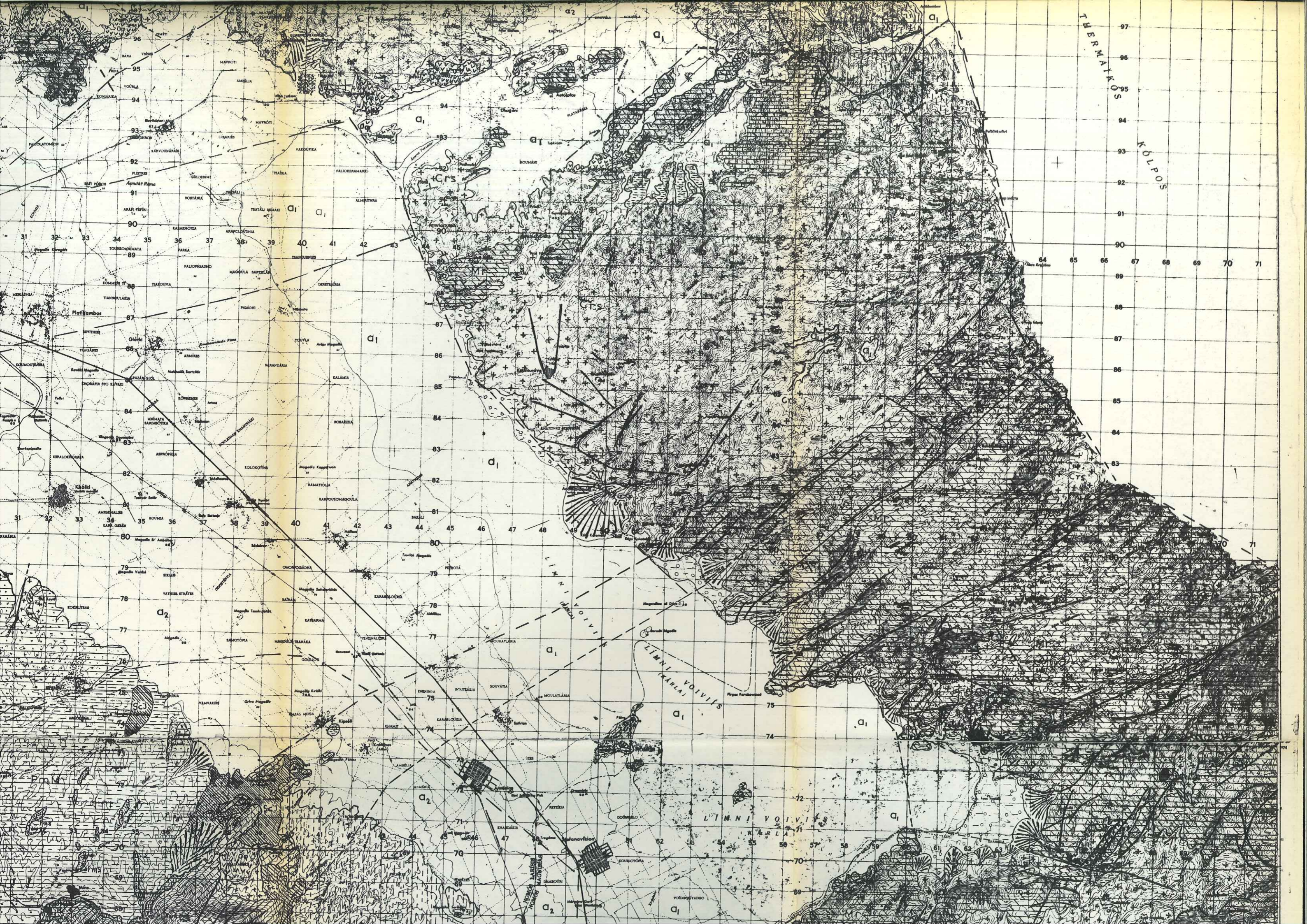
205.142
1976
40





COUPE LITHOSTRATIGRAPHIQUE
Echelle des hauteurs 1:20.000





COUPE LITHOSTRATIGRAPHIQUE
Echelle des hauteurs 1:20.000

