



HAL
open science

**Transfert des eaux dans les zones de Piémont :
hydrogéologie du versant nord de l'Alborz et de la plaine
de Gonbad dans le bassin versant de Gorgan Rud (Iran)**

Mehdi Ghertassi

► **To cite this version:**

Mehdi Ghertassi. Transfert des eaux dans les zones de Piémont : hydrogéologie du versant nord de l'Alborz et de la plaine de Gonbad dans le bassin versant de Gorgan Rud (Iran). Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1979. Français. NNT : . tel-00739842

HAL Id: tel-00739842

<https://theses.hal.science/tel-00739842>

Submitted on 9 Oct 2012

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

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

GHERTASSI

10 ex

N° d'ordre :

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR de SPECIALITE
(Géologie Appliquée)
option : Hydrogéologie

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

par

Mehdi GHERTASSI

α

**TRANSFERT DES EAUX DANS LES ZONES DE PIEMONT
HYDROGÉOLOGIE DU VERSANT NORD DE L'ALBORZ
ET DE LA PLAINE DE GONBAD
DANS LE BASSIN VERSANT DE GORGAN RUD (IRAN)**

Soutenue le 23 février 1979 devant la Commission d'Examen

R. BARBIER

Professeur à l'U.S.M.G.

Président

R. MICHEL

Professeur à l'U.S.M.G.

Examineur

J. SARROT-REYNAULD

Professeur à l'U.S.M.G.

Rapporteur
Directeur de la Thèse

N° d'ordre :

THESE

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

présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR de SPÉCIALITÉ
(Géologie Appliquée)
option : Hydrogéologie

02 MAR 1979

par

Mehdi GHERTASSI

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DOLOMIEU
Rue Maurice-Gignoux
38 - GRENOBLE

**TRANSFERT DES EAUX DANS LES ZONES DE PIEMONT
HYDROGÉOLOGIE DU VERSANT NORD DE L'ALBORZ
ET DE LA PLAINE DE GONBAD
DANS LE BASSIN VERSANT DE GORGAN RUD (IRAN)**

Soutenue le 23 février 1979 devant la Commission d'Examen

R. BARBIER

Professeur à l'U.S.M.G.

Président

R. MICHEL

Professeur à l'U.S.M.G.

Examineur

J. SARROT-REYNAULD

Professeur à l'U.S.M.G.

Rapporteur
Directeur de la Thèse

10101494

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

Monsieur Gabriel CAU : Président
Monsieur Joseph KLEIN : Vice-Président

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

M. AMBLARD Pierre
M. ARNAUD Paul
M. ARVIEU Robert
M. AVANT Yves
Mme FANCHER Marie-Jeanne
M. FANCHER Jean-Claude
M. BARRIER Raymond
M. BARRIER Robert
M. BARRON Fernand
M. BARON Jean-René
M. BARRIE Joseph
M. BEAUFOND André
M. BEAULIEUX Elie
M. BERNARD Alain
M. BERTHOUDAS Jean-Paul
M. BEZARD Pierre
M. BLANCHET Maurice
M. BOLLET Louis
M. BONNET Jean-Louis
M. BONNET-EDMOND Joseph
M. BONNIER Marie-Jeanne
M. BONNETON André
M. BOUCHER Robert
M. BOURGON Jean-Louis
M. BOUDET DE BONVEL Louis
M. CABAVAL Guy
M. CAUAS François
M. CHAILLÉ Georges
M. CARREZ Gilbert
M. CHAUVIN Roger
M. CHARAUX Claude
M. CHARAUX Robert
M. CHATELON Robert
M. CHIBON Pierre
M. COEUR André
M. COUDRAC Pierre
M. DEBRANGE Jacques
M. DEBRANGE Charles
M. DELORMAS Pierre

Clinique de dermatologie
Chimie
I.S.M.
Physique
Physique approfondie
Electrochimie
Physique expérimentale
Géologie appliquée
Physique nucléaire
Biophysique
Statistiques
Clinique chirurgicale A
Clinique de Pédiatrie et Puériculture
Physique
Neurologiques pures
Neurologiques appliquées
Clinique médicale et Traumatologie
Mathématiques pures
Informations (IUT R)
Clinique Ophthalmo-logique
Clinique Hépato-gastro-entérologique
Chimie générale
Chimie et Toxicologie
Physique nucléaire
Mathématiques appliquées
Neurologiques pures
Géographie
Clinique rhumatologique et hygiénique
Anatomie
Biologie végétale
Biologie animale et pharmacodynamie
Chimie organique et toxicologie
Chimie organique
Mathématiques pures
Clinique Oto-rhino-laryngologique
Clinique de neurologie
Biologie animale
Pharmacologie chimique et chimie analytique
Anatomie pathologique
Géologie générale
Zoologie
Pneumophysiologie

M. DUPORTES Charles

DEBRE Pierre
DODU Jacques
DOLIQUE Jean-Michel
DIERFUS Bernard
DIERFUS Pierre
FOURMAYE Jean-Marc
GALVANI Octave
GASTUEL Henri
GAVINOT Michel
GERARD Robert
GERMAIN Jean-Pierre
GIMAUD Pierre
JANNIN Bernard
JANNIN Joseph
KESSEL Jean-Louis
KRAVICHENKO Julien
LACOMBE Jean
LACOMBE Jean-Jacques
LAIERVIC
LATHUILE René
LATHUILE Jean
LAURENT Pierre
LE ROY Philippe
LEBOVIER Louis
LOISEAUX Jean-Marie
LONGUEVILLE Jean-Pierre
LOUP Jean
LUTZ Elisabeth
MALINS Yves
MARTIN-HOEL Pierre
MAYMIE Roger
MAZEL Yves
MELON Robert
MELON Jean
MULLIQUAND Claude
MURSA André
NEGRE Robert
ROZIEUX Philippe
OZENIA Paul
PAYAN Jean-Jacques
PELAY-FRYPONIA Jean-Claude
PERRET Jean
RASSAT André
REMANO Michel
REYOL Michel
RINADI Renauld
DE ROCHEFORT Jacques
ROUSSELIN Roger
ROUSSELIN Roger
SERRAT Philippe
SIBILLI Robert
SUTILLI Michel
TANCHÉ Maurice

Chair animal-
Méallurgie
Mécanique appliquée (IUT I)
Physique 6-5 Nicolas
Thermodynamique
Chimie organique
Mathématiques pures
Chimie Physique
Mathématiques pures
Analyse numérique
Pharmacologie
Electroradiologie
Mathématiques pures
Mécanique
Géologie
Géographie
Physique générale
Mathématiques pures
Mathématiques pures
Mécanique
Thermodynamique
Physique
Biologie végétale
Physique
Chirurgie générale
Biochimie Pharmacologique
Mathématiques appliquées
Clinique médicale R
Mécanique (IUT I)
Géophysique
Sciences nucléaires
Physique nucléaire
Géographie
Mathématiques pures
Clinique obétricale
Clinique cardiologique
Physique du solide
Clinique médicale A
Clinique et Pédiatrie
Clinique Maladies infectieuses
Chimie analytique
Spectrométrie Physique
Botanique
Mathématiques pures
Physique
Sémiologie Médicale (Neurologie)
Chimie systématique
Thermodynamique
Urologie
Physique
Neuro-Chirurgie
Clinique chirurgicale B
Zoonoses
Constitution mécanique (IUT I)
Physiologie

Mme VALLENT Françoise
Mme VERDIN Alice
M. VOZEL André
M. VIGNAIS Pierre
PROFESSEURS ASSOCIES
M. CHABÉ Pierre
Mme SUTTER Julie
PROFESSEURS SANS CHAIRE
Mlle AGRUS-DELOD Claudine
Mme ALARY Joëlle
Mme AMANDONNE Marie-Pierre
M. ARNAUD Louis
M. BERTHAUD Jean
M. BLANCHET Jean-Pierre
M. BILLIET Jean
M. BOUCHET Yves
M. BRUCEL Lucien
M. BULLSON René
M. BUTTEL Jean
M. CHERMANT Jean-Pierre
M. COLLOMB Maurice
M. COURTE René
M. DELOREL Claude
M. DEFRANSEL Roger
M. GOURRON R. P.
M. GUARDI René
M. HENRIOT Joseph
M. HENRIOT Claude
M. HOLLARD Robert
M. HOLLANDOT Robert
M. IDELMAN Simon
M. JOLY Jean-René
M. JULLIEN Pierre
Mme KAHANE Josette
M. KAKONJACK Sacha
M. KURN Gérard
M. LAFU DUC George
M. MICHOULIER Jean
Mme MINIER Colette
M. PELLIOT Jean
M. PELLERIN Jean-Jacques
Mlle PIERRE Yvette

M. VAILLANT François

Mme VERDIN Alice
M. VOZEL André
M. VIGNAIS Pierre
PROFESSEURS ASSOCIES
M. CHABÉ Pierre
Mme SUTTER Julie
PROFESSEURS SANS CHAIRE
Mlle AGRUS-DELOD Claudine
Mme ALARY Joëlle
Mme AMANDONNE Marie-Pierre
M. ARNAUD Louis
M. BERTHAUD Jean
M. BLANCHET Jean-Pierre
M. BILLIET Jean
M. BOUCHET Yves
M. BRUCEL Lucien
M. BULLSON René
M. BUTTEL Jean
M. CHERMANT Jean-Pierre
M. COLLOMB Maurice
M. COURTE René
M. DELOREL Claude
M. DEFRANSEL Roger
M. GOURRON R. P.
M. GUARDI René
M. HENRIOT Joseph
M. HENRIOT Claude
M. HOLLARD Robert
M. HOLLANDOT Robert
M. IDELMAN Simon
M. JOLY Jean-René
M. JULLIEN Pierre
Mme KAHANE Josette
M. KAKONJACK Sacha
M. KURN Gérard
M. LAFU DUC George
M. MICHOULIER Jean
Mme MINIER Colette
M. PELLIOT Jean
M. PELLERIN Jean-Jacques
Mlle PIERRE Yvette

Zoologie
Physique Nucléaire
Instructif-galvanique
Physique Biophysique
Géographie
Neurologie expérimentale

Physique pharmacologique
Chimie analytique
Parasitologie
Géographie
Mathématiques appliquées
Mécanique
Géographie
Anatomie
Electrologie (IUT I)
Physique (IUT I)
Orthopédie
Spectrométrie physique
Biochimie médicale
Physique (IUT I)
M.A.A.C.
Chimie
Géologie et Minéralogie
Chimie organique
Microbiologie
Urologie médicale
Physiologie animale
Physiologie préventive
Mathématiques Appliquées
Physique
Mathématiques Appliquées
Physique (IUT I)
Chimie organique
Physique (IUT I)
Physique (IUT I)
Biochimie
Géologie et Minéralogie
Physiologie animale
Physiologie animale

MM. RAYNAUD Hervé
 REBECCO Jacques
 REYNOLD Jean-Charles
 RICHARD Lucien
 RINAUDO Marguerite
 MME. SARROT-REYNAULD Jean
 SIROT Louis
 SOUTIF Jeanne
 MME. STIEGLITZ Paul
 VLALON Pierre
 VAN CUTSEM Bernard

M. I. A. G.
 Biologie (CUS)
 Chirurgie générale
 Biologie végétale
 Chimie macromoléculaire
 Géologie
 Chirurgie générale
 Physique générale
 Anesthésiologie
 Géologie
 Mathématiques appliquées

MAITRES DE CONFÉRENCES ET MAITRES DE CONFÉRENCES AGREGÉS

MM. ARMAND Yves
 BACHELOT Yvan
 BARGE Michel
 BEGUIN Claude
 MME. BERIEL Hélène
 MME. BOST Michel
 BOUCHARLAT Jacques
 MME. BOUCHE Liane
 MM. BRODEAU François
 BERNARD Pierre

Chimie (IUT I)
 Endocrinologie
 Neuro-chirurgie
 Chimie organique
 Pharmacodynamie
 Pédiatrie
 Psychiatrie adultes
 Mathématiques (CUS)
 Mathématiques (IUT B) (Personne étrangère
 habilitée à être di-
 recteur de thèse).

Gynécologie
 Biochimie médicale
 Anatomie et organogénèse
 Géographie

Chimie papetière
 Biologie appliquée (BPP)

MM. DE VERDIÈRE Yves
 CONTAMIN Charles
 CORDONNIER Daniel
 COULOMB Max
 CROUZEL Guy
 CIROT Michel
 DENIS Bernard
 DOUTET Roland
 DUSSAUD René
 MME. LAUREAU Jacqueline
 MME. FAURE Jacques
 FAURE Gilbert
 CAUTIER Robert
 GIDON Maurice
 GROS Yves
 GUILGNIER Michel
 GUITTON Jacques
 HICTER Pierre
 JALBERT Pierre
 JURIEN-LAVILLAVROY Claude
 KOLODIE Lucien
 LE MOC Pierre
 MACHEF Réric
 MAGNIN Robert
 MALLION Jean-Michel

Chirurgie thoracique et cardio-vasculaire
 Néphrologie
 Radiologie
 Physique du solide
 Cardiologie
 Physiologie végétale
 Mathématiques (CUS)
 Physiologie
 Médecine légale
 Urologie
 Chirurgie générale
 Géologie
 Physique (IUT I)
 Thérapeutique
 Chimie
 Chimie
 Histologie
 O. R. L.
 Hématologie
 Bactériologie-virologie
 Physiologie végétale
 Hygiène et médecine préventive
 Médecine du travail

./...

MM. MARECHAL Jean
 MARTIN-BOUYER Michel
 MASSOT Christian
 NEMOZ Alain
 NOUGARET Marcel
 PARAMELLE Bernard
 PESCOUD François

Mécanique (IUT I)
 Chimie (CUS)
 Médecine interne
 Thermodynamique
 Automatique (IUT I)
 Pneumologie
 Analyse (IUT B) (Personnalité étrangère
 habilitée à être directeur
 de thèse).

MÉTALLURIE (IUT I)
 Géophysique-Glaciologie
 Rhumatologie
 Médecine Interne
 Gynécologie et Obstétrique
 Pédiatrie

Stomatologie
 Bactériologie (Pharmacie)
 Chimie-Physique
 Mathématiques (IUT I) (Personnalité étran-
 gère habilitée à être
 directeur de thèse.)

Maths appliquées
 Cancérologie
 Cryptogamie
 Anatomie Pathologie
 Mécanique
 Radiologie

MME. SAKAROVITCH Michel
 SCHAEFER René
 SEIGLE-MURANDI Françoise
 MME. STOEBER Pierre
 STUTZ Pierre
 VROUSOS Constantin

MAITRES DE CONFÉRENCES ASSOCIÉS:

MM. DEVINE Roderick
 KANEKO AKIRA
 JOHNSON Thomas
 RAY Tuhina

Spectro Physique
 Maths pures
 Maths appliquées
 Physique

MAITRE DE CONFÉRENCES DÉLÉGUÉ

M. ROCHAT Jacques

Hygiène et Hydrologie (Pharmacie)

Fait à SAINT MARTIN D'HERES, NOUVEÈRE 1977

AVANT - PROPOS

Je voudrais, au moment de conclure ce mémoire, exprimer ma profonde reconnaissance aux personnes qui m'ont apporté leur aide.

Je tiens tout d'abord à remercier Monsieur le professeur J. SARROT-REYNAULD, sans lequel je n'aurais pas pu mener à bien cette thèse. Je le remercie tout spécialement car, malgré ses nombreuses occupations, il n'a ménagé ni son temps, ni ses conseils pour que ce travail puisse voir le jour.

Tous mes remerciements vont aussi à Monsieur le professeur R. BARBIER qui me fait l'honneur de présider le jury.

Tous mes remerciements vont aussi à Monsieur le professeur R. MICHEL qui a accepté de faire partie du jury.

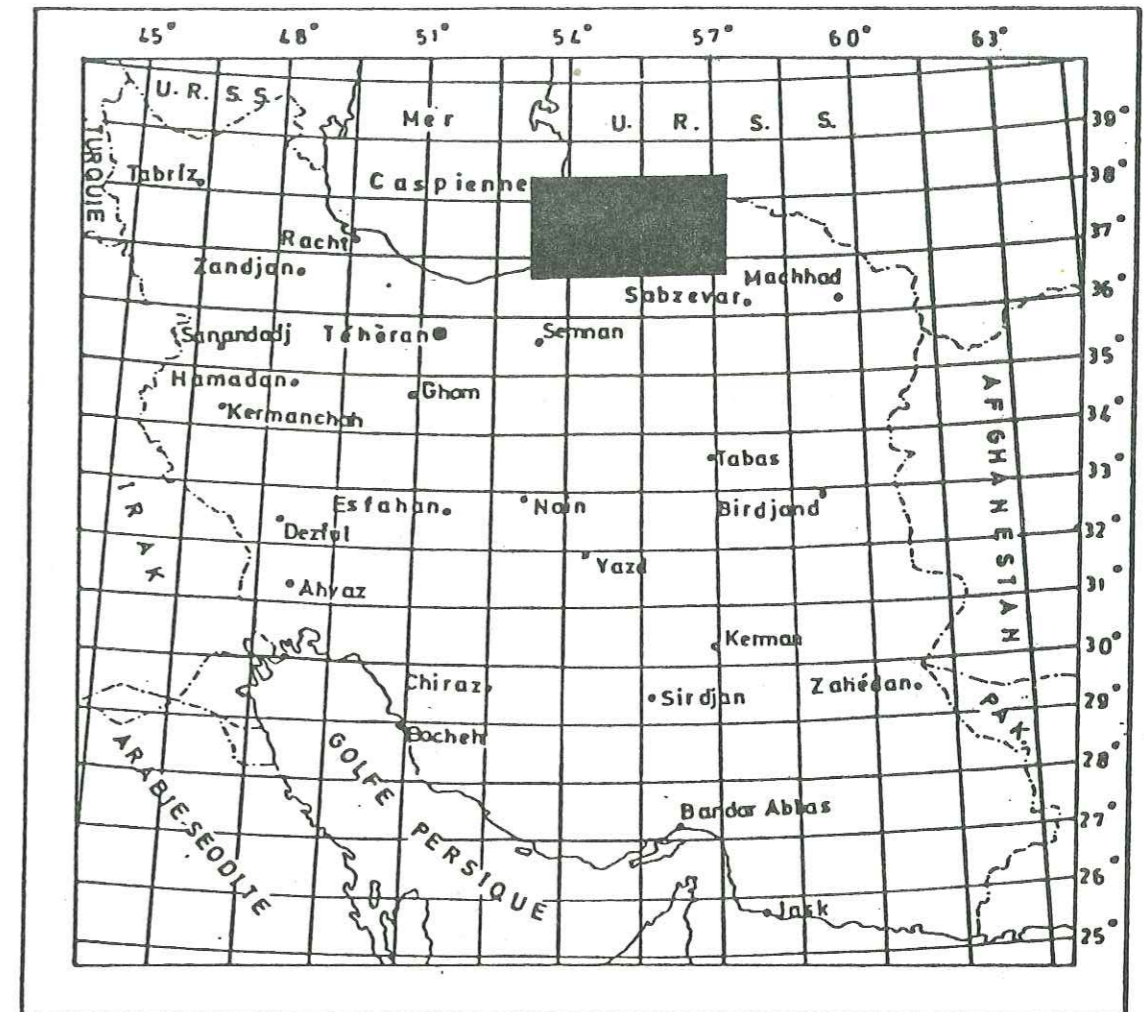
Mes remerciements vont aussi à mes amis qui m'ont fait participer à leurs expériences et m'ont aidé directement ou indirectement dans mes recherches.

Je voudrais exprimer ma profonde reconnaissance à mes parents qui m'ont toujours encouragé dans l'accomplissement de mon travail.

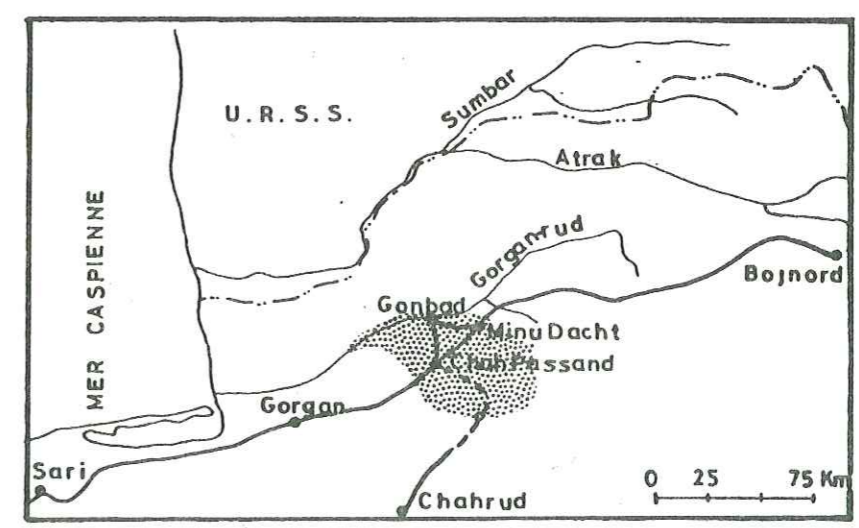
CHAPITRE I

PRESENTATION DU BASSIN VERSANT ETUDIE

- Situation géographique
- Habitants
- Agriculture
- Routes



Echelle 1:20000000



SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA REGION

C H A P I T R E I

PRESENTATION DU BASSIN VERSANT ETUDIE

I - 1. SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le bassin versant étudié est situé entre les longitudes 54°,45' et 55°,40' et les latitudes 36°,45' et 37°,15' au Nord-Est de l'Iran à 450 km à l'Est de Téhéran. Ce bassin versant a une superficie de l'ordre de 2 700 kilomètres carrés. Au Nord du bassin versant, la rivière de Gorgan-rud s'écoule de l'Est à l'Ouest et la limite Sud du bassin est la crête de l'Alborz. Les rivières de Quri-Tchay et Tchehel-Tchay se trouvent aux deux limites latérales du bassin versant.

Au point de vue de la topographie, le bassin versant étudié a deux traits :

a) - Une plaine au Nord qui constitue 30 % du bassin versant. Les cônes de déjection s'étendent sur quelques kilomètres en bordure de cette plaine dont la pente a une direction SE-NW. La pente moyenne est de l'ordre de 1.7/1000 m.

La plaine et les bordures des vallées sont cultivées en riz et en coton. En s'éloignant de la chaîne de l'Alborz, vers le Nord, l'eau se fait rare et l'on passe ainsi aux déserts de Turkmène.

b) - Une zone montagneuse au Sud dont l'altitude maximum est de 2 895 m,

au sommet de la montagne de Kuheh-Qassem (Tableau N° 1). Nous avons estimé la distribution des altitudes du bassin versant et, avec ces résultats, nous avons tracé la courbe hypsométrique du bassin versant. L'altitude moyenne du bassin versant est de 947,5 mètres (Fig. 2).

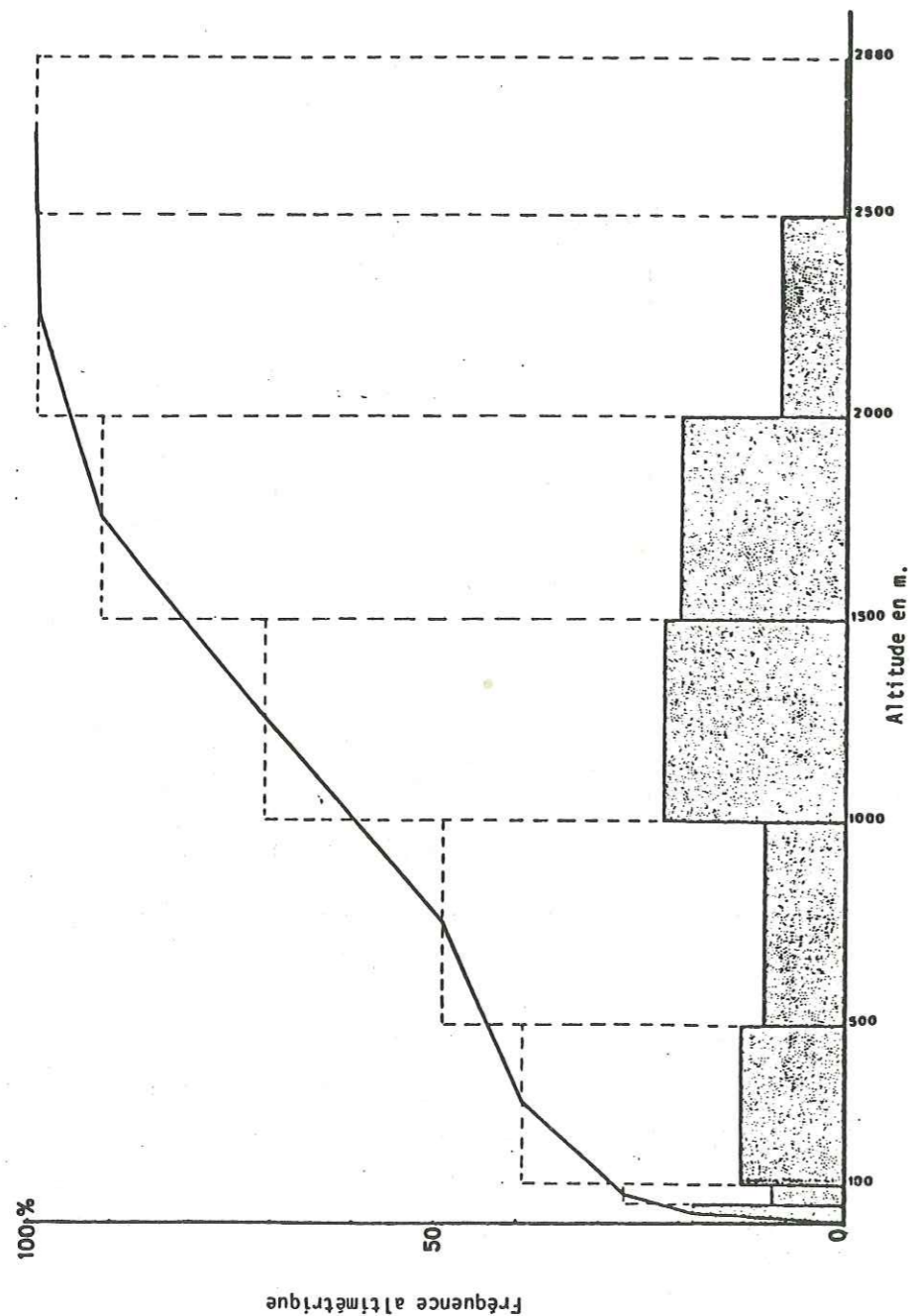
Le tableau ci-après fait état des surfaces d'altitudes différentes du bassin versant :

TABLEAU N° 1

Altitude m	Surface km ²	%	Somme des sur- faces km ²	Somme des %	Nombre des stations Climatologie
< 50	500	18,3	500	18,3	2
50 - 100	237,5	8,7	737,5	27	-
100 - 500	337,5	12,4	1075	39,4	5
500 - 1000	263,5	9,7	1338,5	49,1	-
1000 - 1500	605,5	22,2	1944	71,3	2
1500 - 2000	550,5	20,1	2494,5	91,4	1
2000 - 2500	225	8,2	2719,5	99,6	-
2500 - 2888	12	0,4	2731,5	100	-

Dans le bassin versant étudié, il y a cinq rivières permanentes dont la rivière de Gorgan Rud reçoit les eaux. Le lit de cette rivière en quelques endroits a plus de 20 m de profondeur et sa largeur est parfois supérieure à 100 mètres. L'aquifère phréatique en certains points est recoupé par la rivière Gorgan Rud et est drainé par elle.

Le climat du bassin versant varie beaucoup d'un point à l'autre. Au Nord, nous avons un climat désertique et au Sud existe un climat humide (voir chapitre II).



I - 2. HABITANTS

Le flanc nord est drainé par trois rivières importantes mesurant pour la plus longue près de 70 km de sa source à la plaine avec une dénivellation de deux mille mètres. Ces trois vallées débouchent, de l'Ouest à l'Est à Ramiyan, Chah-Passand et Minu-Dacht qui sont les villes les plus importantes de la région.

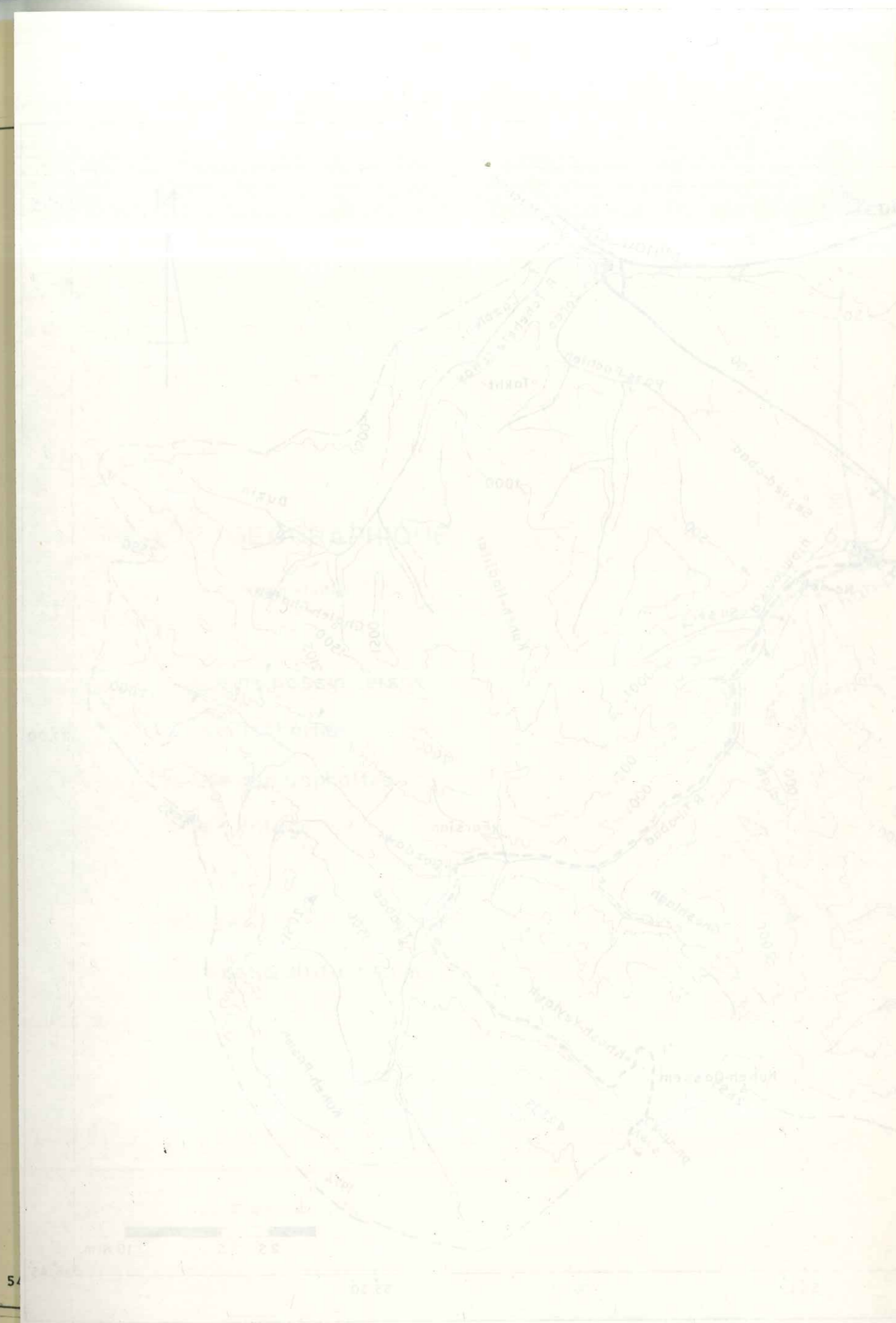
La population de la ville de Gonbad-e-Qabus est de 45 000 habitants. Les habitants des villes de Minu-Dacht et de Chah-Passand sont d'environ 6 000 dans chacune d'elles. Dans la partie boisée, les villages sont assez nombreux et entourés d'une zone défrichée, où parfois l'érosion crée des affleurements sur lesquels s'installe une végétation d'arbustes épineux. Les villages sont situés à proximité de rivières ou de sources à débit permanent. Les populations des villages varient de la dizaine à la centaine d'habitants.

I - 3. AGRICULTURE

Dans la région étudiée, comme dans la partie centrale de la chaîne, les reliefs de l'Alborz forment une véritable barrière climatique avec des pluies et une végétation importantes sur le flanc nord. Les parties non cultivées sont constituées d'importantes forêts qui persistent parfois jusqu'aux crêtes. Cependant, cette végétation de climat humide ne traverse en aucun endroit la chaîne et elle fait place, sur le flanc sud, à une végétation de type désertique. Les deux tiers de la région étudiée sont couverts de végétation. La plupart des terrains de culture, surtout les cultures de blé sont arrosées par les précipitations. Après le blé, le coton et le riz ont une grande extension. On utilise l'eau des rivières et des puits pour l'irrigation des terrains de culture.

I - 4. ROUTES

Une route asphaltée allant de Téhéran à Mashhad passe par Chah-Passand et Minu-Dacht. Ces deux villes ont été rejointes à Gonbad-e-Qabus par deux routes asphaltées. Une route non asphaltée rejoint Chahrud au Sud en traversant la chaîne de l'Alborz par le col de Khosh-Yeylagh. Depuis Ramiyan, une route part au Nord et rejoint la route de Téhéran à Mashhad. Les autres voies sont des chemins seulement praticables à cheval.

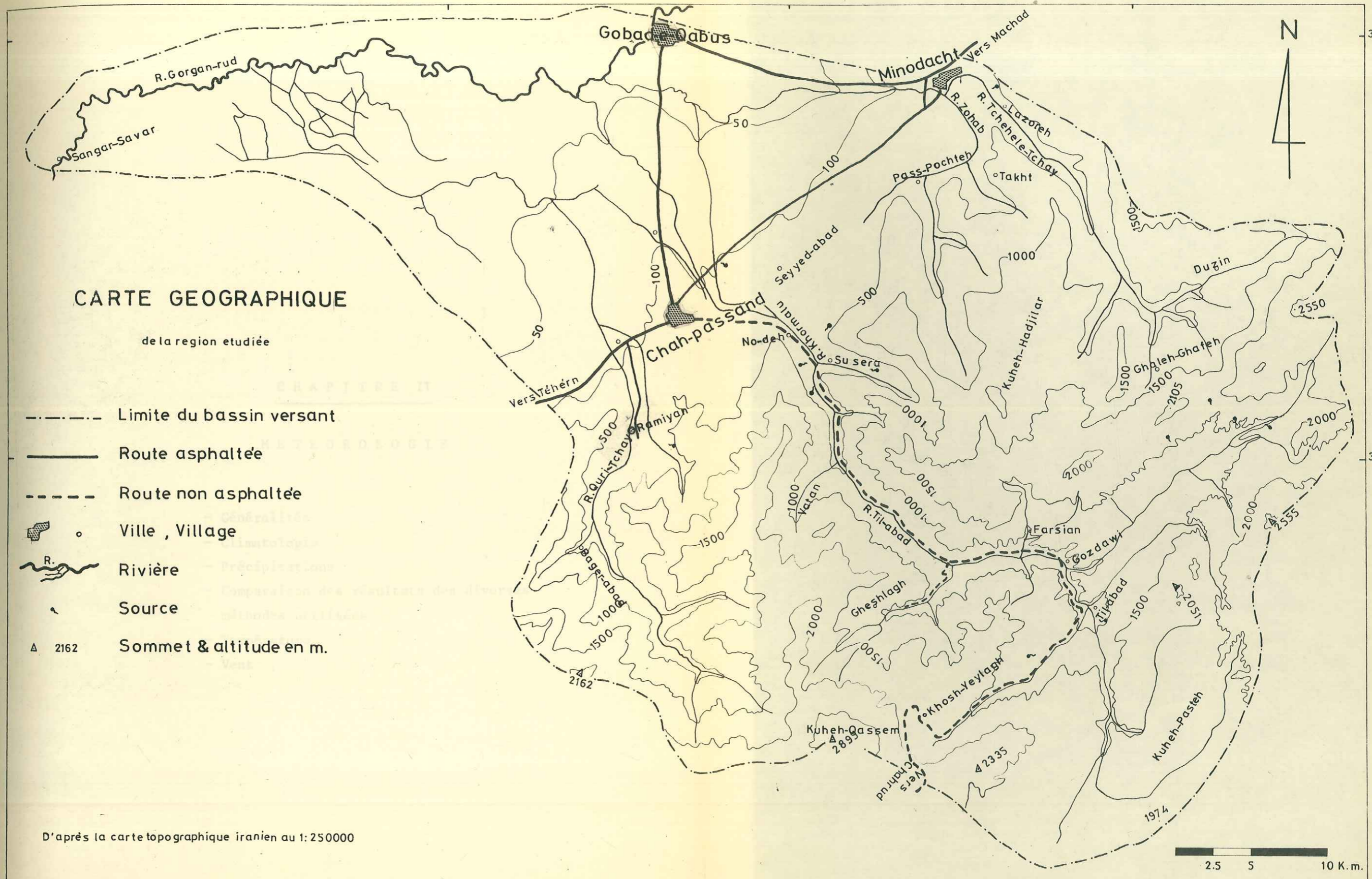


CARTE GEOGRAPHIQUE

de la region etudiee

- Limite du bassin versant
- Route asphaltée
- - - - - Route non asphaltée
- ◻ ◦ Ville, Village
- R. Rivière
- Source
- ▲ 2162 Sommet & altitude en m.

D'après la carte topographique iranien au 1:250000



54.45

55.00

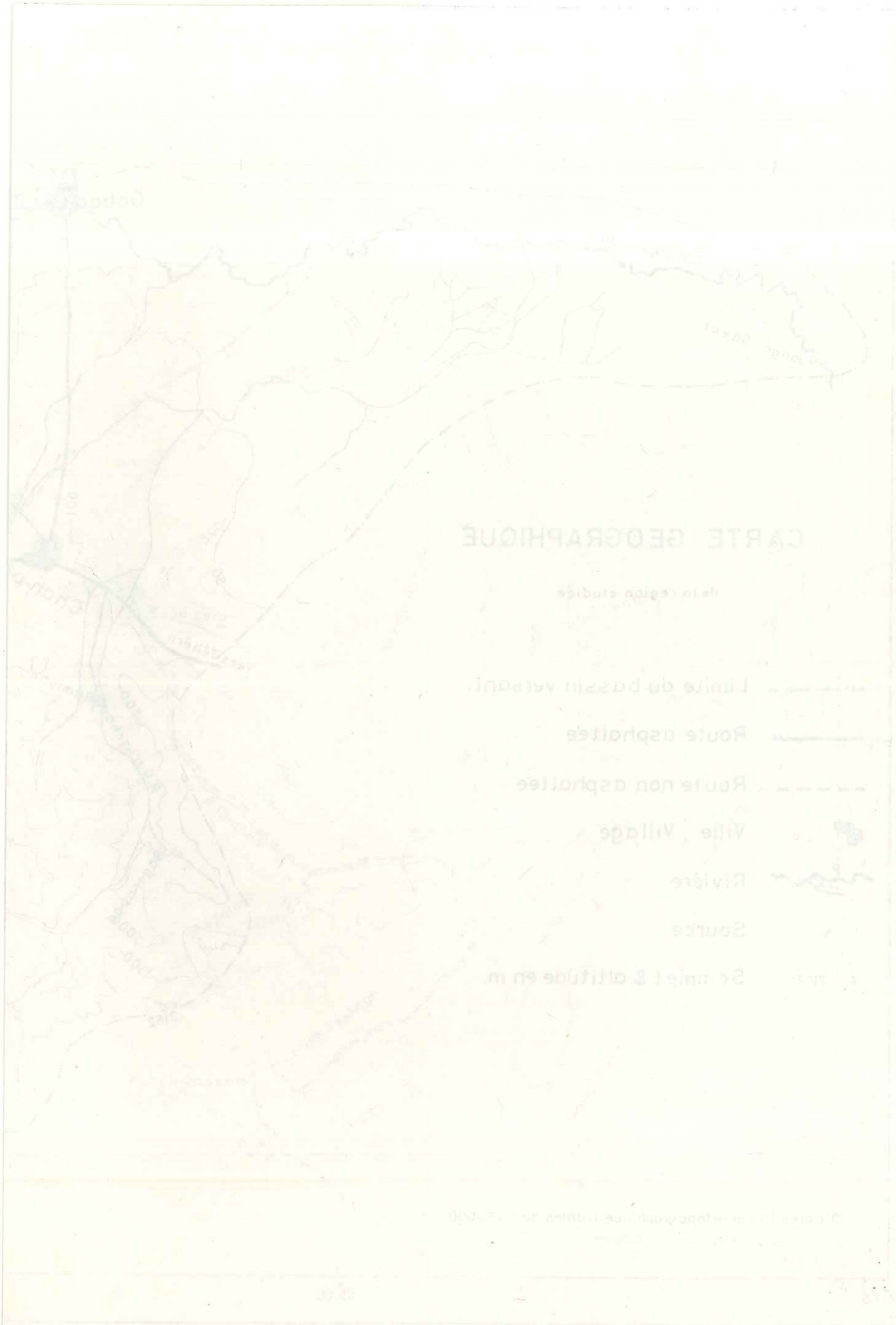
55.15

55.30

36.45

37.00

37.15



CHAPITRE II

METEOROLOGIE

- Généralités
- Climatologie
- Précipitations
- Comparaison des résultats des diverses méthodes utilisées
- Température
- Vent

C H A P I T R E I I

M E T E O R O L O G I E

II - 1. GENERALITES

Pour l'étude de la météorologie du bassin versant étudié, nous avons utilisé les données de dix stations. Deux stations qui sont à Chaleh-Chafeh et à Khosh-Yeylagh ont des pluviomètres totalisateurs et des bacs d'évaporation.

Les stations pluviométriques qui se trouvent à Gonbad-e-Qabus, Ramiyan, Sangar Savar fournissent les données climatiques depuis 1966.

On a utilisé aussi les données climatiques de quatre stations qui, elles, sont en dehors du bassin versant, pour envisager les rapports entre les stations, déterminer la valeur du gradient pluviométrique et ainsi parvenir à l'approximation d'un module pluviométrique annuel moyen, applicable à l'ensemble du bassin versant. Ces quatre stations se trouvent à Tangrah, à Karim Ichan, à Tamer et à Galikech.

Les précipitations seront envisagées globalement (pluie-neige) sous le terme de pluviométrie.

Le tableau ci-après fait état des situations géographiques et des instruments de chaque station :

TABLEAU N° 2

Nom de la station	Altitude en m.	Latitude	Longitude	Instruments
Sangar-Savar	1	37°11'	54°43'	Pluviomètre enregistreur + Evaporomètre + Echelle et limnigraphe
Gonbad-e-Qubus	35	37°15'	55°08'	Pluviomètre enregistreur + Evaporomètre + Echelle et limnigraphe
Gholitapeh	180	37°15'	55°24'	Pluviomètre simple + Echelle
Ramiyan	210	37°01'	55°08'	Pluviomètre enregistreur + Evaporomètre + Echelle
No-deh	250	37°03'	55°16'	Pluviomètre simple + Evaporomètre + Echelle
Pass-Pochteh	250	37°10'	55°21'	Pluviomètre simple + Echelle
Lasoreh	300	37°11'	55°25'	Pluviomètre simple + Echelle
Tilabod	1030	36°55'	55°28'	Pluviomètre simple + Evaporomètre
Ghaleh	1200	37°04'	55°31'	Pluviomètre totalisateur
Khosh Yeilagh	1730	36°51'	55°21'	Pluviomètre totalisateur

II - 2. CLIMATOLOGIE

La région humide du Nord de l'Iran est séparée par les chaînes de l'Alborz de la région sèche du Centre de l'Iran. Le climat du bassin versant est tempéré humide et de type méditerranéen. L'humidité de la région est due à la mer Caspienne et aux cyclones humides qui viennent de la Méditerranée.

Les cyclones méditerranéens au contact de l'air froid qui existe sur les montagnes donnent des orages frontaux et les cyclones qui viennent de la mer Caspienne donnent des orages orographiques ou des orages correctifs. Aux altitudes plus basses, le mélange de ces cyclones donne une distribution uniforme des précipitations.

Au Nord du bassin versant qui est proche du désert de Karakum en Turkménie (U.R.S.S.), les conditions climatiques sont différentes et on a des mois secs dans cette partie du bassin versant.

Dans le bassin étudié, les précipitations minimums s'observent en été et les maximums aux mois de mars et de mai. La température aux mois de juillet et août est maximale et aux mois de janvier et février minimale.

Les moyennes mensuelles d'humidité relative varient entre 92 % en hiver et 38 % en été dans la partie sud de la plaine.

II - 3. LES PRECIPITATIONS

II - 3.1. Répartition pluviométrique dans l'espace

Il faut d'abord noter que dans le bassin versant étudié, les précipitations n'augmentent pas en fonction de l'altitude et qu'il n'y a pas de relations entre la pluviométrie et l'altitude dans cette

région, car les nuages au contact de l'air froid et concentré des collines de la bordure de la plaine donnent des précipitations et une petite partie des nuages peut monter plus haut.

A partir des valeurs pluviométriques de chaque station, nous avons tracé les courbes isohyètes correspondant à une année moyenne sur l'ensemble du bassin.

La pluviométrie 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

$$P_m = \frac{\sum l_i S_i}{S_i}$$

P_m : lame d'eau moyenne tombée sur le bassin versant.

La moyenne obtenue pour le bassin versant était de 498,2 mm .

La moyenne obtenue pour ce bassin versant par la méthode de Thiessen était de 599,7 mm ou 1.638 MCM .

La différence entre les deux méthodes provient des conditions topographiques car la méthode de Thiessen est valable surtout pour les régions où il n'y a pas de grandes différences d'altitude.

II - 3.2. Répartition pluviométrique dans le temps

Pour envisager la répartition pluviométrique dans le temps,

les modules mensuels et les coefficients mensuels relatifs ont été calculés à partir de douze années de relevés. Le module mensuel est intéressant à connaître. Il correspond à la moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations, pour chaque mois sur un grand nombre d'années.

Le coefficient pluviométrique mensuel est le rapport entre la pluie fictive mensuelle et la moyenne mensuelle. S'il est plus petit que 1, le mois auquel il se rapporte est considéré comme un mois sec. Les mois qui ont un coefficient supérieur à 1 sont des mois humides. Les mois sont d'autant plus secs ou plus humides que le coefficient s'écarte de l'unité.

TABLEAU N° 3

Modules mensuels et coefficients mensuels relatifs : (65-66-76-77).

Station	J	F	M	A	M	J	J _t	A	S	O	N	D	Année
Gonbad													
Modules	37.3	48.8	54.7	66.6	42.8	14.8	10.3	13.3	12.3	16.9	33.5	52.1	403.4
Coef. relatifs	1.1	1.6	1.6	2	1.2	0.4	0.3	0.4	0.4	0.5	1.0	1.5	
Ramiyan													
Modules	74	92	81.4	148.9	41.8	40.7	18.9	30.5	43.4	30.8	86.2	97.2	786.8
Coef. relatifs	1.1	1.5	1.2	2.3	0.6	0.6	0.3	0.4	0.2	0.5	1.3	1.4	
Sangar Savar													
Modules	23.8	29.2	35.9	43	21.2	12.6	7.2	7.5	20.5	13.3	36.2	47.3	297.7
Coef. relatifs	0.9	1.3	1.4	1.7	0.8	0.5	0.3	0.3	0.8	0.5	1.5	1.9	

Un grand écart caractérise tous ces chiffres, ce qui indique une répartition hétérogène des précipitations tout au long de l'année.

Les périodes pluvieuses sont en novembre-avril avec un maximum très fort en avril et les périodes sèches sont en mars-octobre avec un minimum en juillet.

Les hauteurs moyennes des précipitations annuelles obtenues par la moyenne arithmétique pour le bassin versant sont de 670 mm.

Pour avoir un aspect de la répartition saisonnière des précipitations moyennes annuelles, on définit l'indice saisonnier des précipitations moyennes annuelles. Cet indice saisonnier, d'après les huit stations caractéristiques du bassin versant, se définit de la façon suivante :

Hiver	233,1 mm ou 34,7 %
Printemps	170,3 mm ou 25,4 %
Eté	103,5 mm ou 15,4 %
Automne	164,7 mm ou 24,5 %

Les précipitations moyennes annuelles pour six ans (1971-72-1976-77) dans les stations sont les suivantes :

TABLEAU N° 4

Nom de la station	Pass-Pochtoh	Gholi-Tapeh	Lazoreh	Ramiyan	No-deh	Gonbad-e-Qabus	Til-abad	Sangar-Savar
Précipitation moyenne annuelle (mm)	1071,5	945,2	917,9	784,4	704,1	385,3	284,8	266
Altitude (m)	250	180	300	210	250	35	1030	1

Les écarts des précipitations moyennes mensuelles dans les stations de Ramiyan, de Gholi-Tappeh et de Lazoreh sont de plus de 100 mm, mais dans les stations de Tilabad et de Sangar Savar, les écarts sont de moins de 50 mm. Les écarts des précipitations entre les stations sont grands, et le maximum s'observe entre la station de Sangar-Savar et la station de Passpochteh (voir tableau ci-dessus).

Ces différences sont dues aux conditions différentes de la topographie et de la climatologie qui existent dans la région. La partie nord du bassin versant est basse et sèche tandis que la partie montagneuse au sud du bassin versant est couverte par les forêts et reçoit tous les nuages qui viennent de l'Ouest.

II - 3.3. Hauteur des précipitations mensuelles classées selon leur fréquence

Le graphique des précipitations mensuelles classées selon leurs fréquences permet de situer les intervalles de variation correspondant à une probabilité donnée. Les valeurs des précipitations représentées par les courbes 10-25-50-75-90 ont respectivement 10-25-50-75-90 chances sur cent d'être atteintes ou dépassées (fig. 2).

II - 3.4. Répartition pluviométrique interannuelle (Etude statistique)

L'étude statistique des précipitations sur la station de Gonbad-e-Qabus (h = 35 m) nous a permis d'analyser la courbe théorique de Gauss.

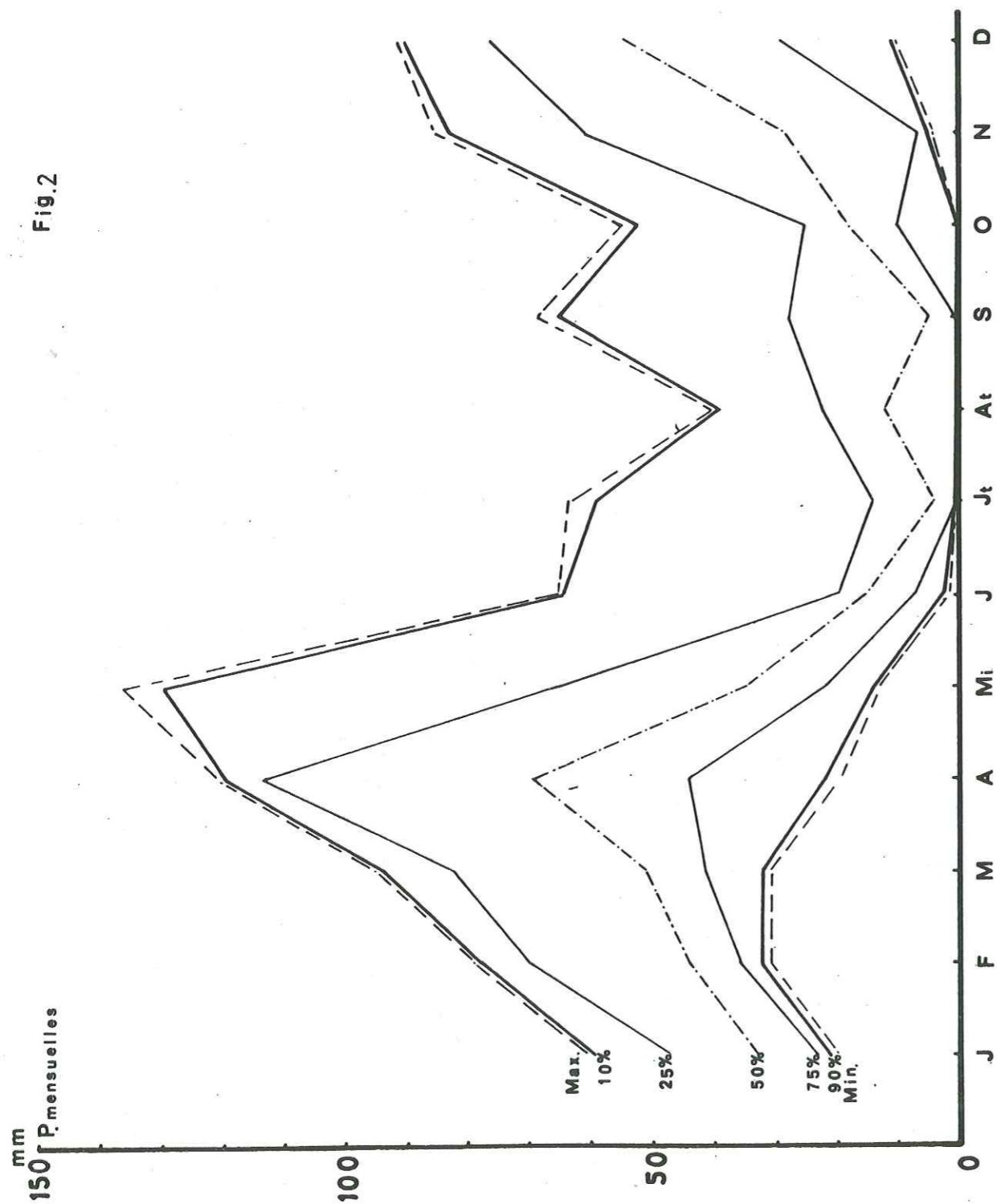
II - 3.4.1. Valeurs remarquables

- Moyenne arithmétique annuelle :

Elle représente la tendance centrale de la série.

C'est la moyenne arithmétique des hauteurs des pluies annuelles pour la série d'observations.

$\bar{x} = \frac{\sum x_i}{n+1}$ avec $\sum x_i$ = somme de "n" valeurs des précipitations annuelles et n = nombre d'années d'observations.



Hauteur des précipitations mensuelles classées selon leur fréquence

à la station de Gonbad-e-Qabus.

- Ecart absolu moyen et écart type σ :

Ils caractérisent la dispersion des valeurs autour de la tendance centrale.

L'écart absolu moyen est la moyenne des valeurs absolues des "deviations" $(x_i - \bar{x})$ qui existent entre chacune des valeurs individuelles et leur moyenne arithmétique \bar{x} .

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

$$\text{Ecart-type} = \sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n + 1}}$$

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

99,7 % des observations entre $\bar{x} - 3\sigma$ et $\bar{x} + 3\sigma$.

Pour la région de Gonbad -e-Qabus où le nombre d'années d'observation est de dix ans, nous avons les valeurs suivantes :

$$\bar{x} = \frac{\sum x_i}{n+1} = \frac{4097}{11} = 372,4$$

$$e_a = \frac{\sum (x_i - \bar{x})}{n + 1} = \frac{373}{11} = 33,9$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n + 1}} = \sqrt{\frac{1319129}{11}} = 112,5$$

Mais on n'a pas une période d'observation assez longue et pour cette raison les hauteurs de précipitations ne s'ordonnent pas selon la loi de Laplace-Gauss. On a obtenu les données suivantes :

50 % des valeurs comprises entre 350 et 425 mm
ou entre 297,4 et 447 mm.

68 % des valeurs comprises entre 332,5 et 510 mm
ou entre 259,9 et 484,9 mm.

D'autre part, la courbe cumulative permet d'obtenir graphiquement la médiane "Me" qui est le paramètre définissant la tendance centrale de la série. Elle permet aussi d'obtenir graphiquement les premier et troisième quartiles (paramètres de dispersion).

Si la répartition était parfaitement gaussienne :

1 - "Me" serait confondue avec \bar{x} :

ici

$$Me = 375$$

$$\bar{x} = 372$$

2 - Les valeurs pour une probabilité de 0,5 seraient confondues avec les premier et troisième quartiles :

ici

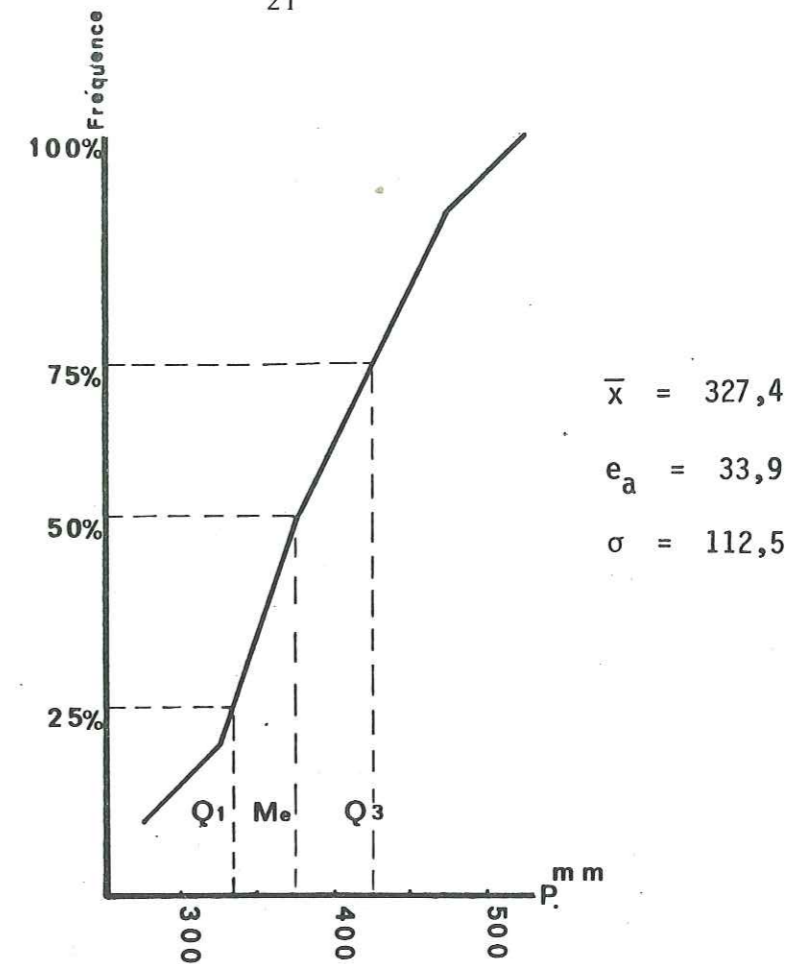
$$Q_1 = 335 \quad \text{Pb } 0,5 \quad 297,4$$

$$Q_3 = 425 \quad 447,4$$

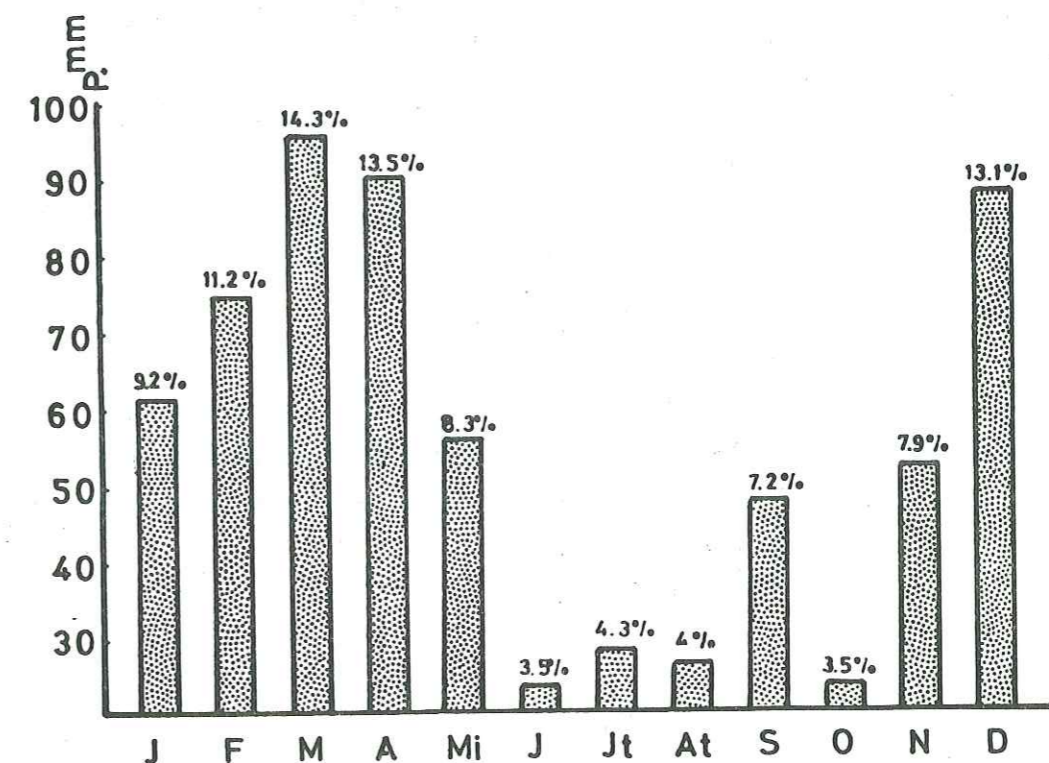
3 - $\frac{e}{\sigma}$ serait égal à 0,8, ici 0,3.

4 - $Me - Q_1$ serait égal à $Q_3 - Me$, ici $Me - Q_1 = 40$
et $Q_3 - Me = 50$.

Donc l'échantillon ne suit plus une loi normale (fig. 3).



Courbe expérimentale cumulative.



Précipitation moyenne mensuelle dans la région étudiée.

II - 3.5. Représentation graphique des résultats des mesures des précipitations

II - 3.5.1. Précipitations moyennes mensuelles du bassin versant

Les écarts des précipitations moyennes mensuelles dans le bassin versant sont reportés sur la figure 4. Ces résultats montrent que les mois de mars et décembre sont les mois les plus humides et qu'aux mois de juin, juillet, août et octobre, on a le minimum de précipitations.

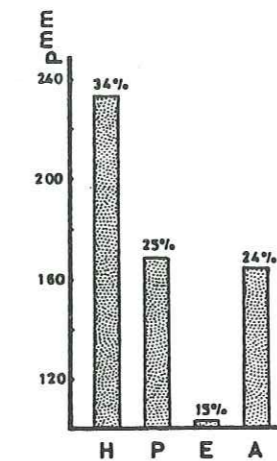
II - 3.5.2. Précipitations moyennes saisonnières du bassin versant

Les précipitations moyennes saisonnières sont reportées sur la figure 5. Les résultats nous montrent que l'hiver avec 34 % est la saison pluvieuse et l'été avec 15 % des précipitations annuelles est une saison très sèche.

II - 3.5.3. Courbes des hauteurs des précipitations classées

Si nous portons sur un graphique, en ordonnées, les hauteurs des précipitations moyennes annuelles et en abscisses les années de relèvement, nous pouvons classer l'ensemble des hauteurs de précipitations annuelles observées par ordre de grandeur décroissante sans tenir compte de leur succession dans le temps. La courbe obtenue en joignant les points ainsi déterminés est la courbe des hauteurs de précipitation classées. Dans ce diagramme, l'abscisse représente la fréquence des hauteurs de précipitation (fig. 6).

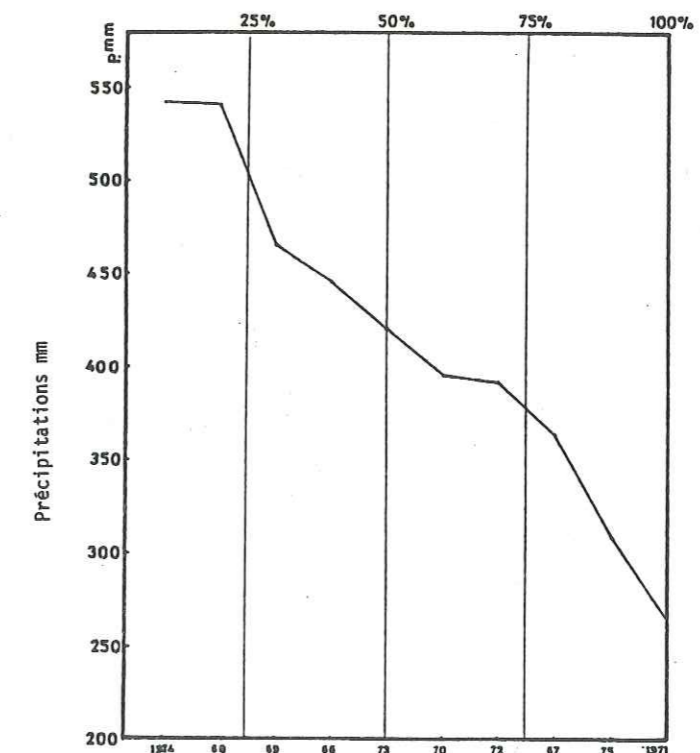
Ce diagramme montre que dans la région de Gonbad-e-Qabus nous avons 50 % de probabilité d'avoir 420 mm de précipitations dans une année et nous avons 100 % de probabilité d'avoir 264 mm de précipitations chaque année.



Précipitations moyennes saisonnières dans la région.

Fig.5

Fréquence des précipitations:



Courbes des hauteurs de précipitations annuelles classées à la station de Gonbad-e-Qabus (1968-1975).

Fig.6

II - 4. COMPARAISON DES RESULTATS DES DIVERSES METHODES UTILISEES

Les méthodes utilisées pour estimer des précipitations moyennes sur le bassin versant donnent les résultats suivants :

Moyenne arithmétique	689,7 mm
Méthode de Thiessen	599,7 mm
Méthode des isohyètes	498,2 mm.

A cause de l'existence de grandes différences d'altitude dans le bassin versant, la valeur obtenue par la méthode de Thiessen est moins vraisemblable que la valeur obtenue par la méthode des isohyètes. Pour calculer l'évapotranspiration, nous avons utilisé les résultats obtenus par la méthode des isohyètes.

II - 5. TEMPERATURE

Après la pluviométrie, le second facteur important qui conditionne l'hydrologie d'une région, c'est évidemment la température atmosphérique.

Dans notre bassin versant, le nombre de stations pour relever les températures atmosphériques de la plaine est à peu près suffisant, mais il n'en est pas de même dans la montagne. En fait, nous ne possédons les enregistrements que de quatre stations :

- thermomètre de Gombad-e-Qabus
- thermomètre de Ramiyan
- thermomètre de Sangar-Savar
- thermomètre de Til abad.

Il faut noter qu'il y a des stations pour relever la température à Chah Passand, Minu-Dacht et Nodeh, mais malheureusement, le nombre d'observations est trop insuffisant et les données de la tem-

pérature dans les stations de mesure commencent à partir d'années différentes.

A cause des conditions topographiques hétérogènes dans la région, les écarts des températures entre la plaine et la montagne sont grands. Donc les températures moyennes au Sud du bassin versant sont moins hautes par suite de l'influence des massifs montagneux, surtout dans les zones à fort relief.

En général, la température pendant l'été est assez élevée (sauf en montagne) et pendant l'hiver n'est pas très basse.

Dans la région de Gombad-e-Qabus, le mois le plus chaud est le mois d'août avec une température moyenne de 28°C (la température la plus élevée est 43°C) et le mois le plus froid est le mois de janvier avec une température moyenne de 5,5°C (la température la plus basse est -9°C).

Dans la région de Ramiyan, le maximum absolu est 41°C en août et le minimum absolu est -7,5°C en février, La température moyenne dans le mois le plus froid est 7,7° et dans le mois le plus chaud, 27°C.

Dans la région de Sangar Savar qui se trouve au Nord-Ouest du bassin versant, le mois le plus chaud est le mois d'août avec une température moyenne de 20°C (la moyenne la plus élevée est 45°C) et le mois le plus froid est le mois de février avec une température moyenne de 6°C (la température la plus basse est -9,5°C, nous avons exceptionnellement la température -17°C en février 1969).

Dans la région de Tilabad, située à 1030 mètres d'altitude au Sud du bassin versant, le mois le plus chaud est le mois de juillet avec une température moyenne de 21°C et le mois le plus froid est le mois de février avec une température moyenne de -2,5°C.

En général, dans le bassin versant les écarts entre les maximums et les minimums absolus sont assez grands et sont d'à peu près 50°C.

Il faut noter que le nombre de stations et le nombre d'années d'observation sont trop insuffisants et il est difficile d'en tenir compte dans nos calculs.

II - 6. VENT

La direction principale du vent est de l'Ouest et du Sud-Ouest. Le maximum est enregistré pendant les mois de mars et avril et le minimum pendant les mois de juin et juillet. Cependant, en hiver, les vents du Nord et du Nord-Est sont très fréquents et secs, alors que les vents d'Ouest sont très humides et apportent presque la majorité des pluies.

CHAPITRE III

CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION

- Généralités
- Evaporation
- Evapotranspiration potentielle et réelle

C H A P I T R E I I I

CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION

III - 1. GENERALITES

Le taux d'évapotranspiration est déterminé par l'ensemble des facteurs qui régissent l'évaporation et la transpiration. Les facteurs influant sur l'évapotranspiration sont nombreux et mal connus. Nous pouvons les classer en deux groupes :

a - Des facteurs physiques :

Ces facteurs déterminent le pouvoir évaporant de l'atmosphère qui dépend de la température, de la vitesse et de la turbulence du vent, de la pression barométrique, du déficit hygrométrique et de l'influence d'insolation et des facteurs géographiques. L'état de la surface évaporante du sol est aussi un facteur important et ce terme englobe tous les facteurs constituant la granulométrie, la porosité, la nature lithologique, la couverture végétale et la richesse en eau du sol.

b - Des facteurs physiologiques :

Ces facteurs qui conditionnent l'évapotranspiration sont : les espèces végétales, le développement du feuillage et la profondeur des racines, etc...

L'évaporation dans notre bassin a été mesurée avec des bacs colorado aux quatre stations situées à des altitudes comprises entre 1 et 1030 mètres (tableau 1).

Les mesures des stations^{de} Tilabad et No-deh sont très peu nombreuses et on ne peut pas en tenir compte. Les mesures des stations de Gonbad-e-Qabus, Ramiyan et Sangar Savar qui existent depuis 14 et 10 ans, peuvent être retenues.

III - 2. EVAPORATION

Les moyennes mensuelles de l'évaporation obtenues sur bacs Colorado aux stations d'évaporomètres sont les suivantes :

1 - Dans la région de Gonbad-e-Qabus, les valeurs moyennes d'évaporation sur dix ans (1967-1977) sont de 1 340 mm. Les valeurs extrêmes observées sont 242 mm pour le mois de juin 1973 et 6 mm pour le mois de janvier 1975 .

Les moyennes mensuelles de l'évaporation mesurée à la station de Gonbad-e-Qabus sont les suivantes :

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	At	S	O	N	D	Annuelle
E.M.M. (en mm)	48.9	50.8	58.8	88.1	119.2	170.3	179.5	191.9	146.7	130.6	86.4	67.7	1340

E.M.M. : évaporation moyenne mensuelle.

2 - Dans la région de Ramiyan, les valeurs moyennes d'évaporation sur dix ans (1967-1977) étaient de 1 250 mm. Les valeurs moyennes des résultats obtenus pour ces relevés sont les suivantes :

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	At	S	O	N	D	Annuelle
E.M.M. en mm	38,5	43,1	58,9	80,1	133,8	165,6	177	185,7	144,4	106,5	648	496	1 250

La valeur minimum obtenue est de 13 mm en janvier 1975 et la valeur maximum de 234 en août 1973 .

3 - Dans la région de Sangar-Savar, les valeurs moyennes d'évaporation calculées sur dix ans sont les suivantes :

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	At	S	O	N	D	Annuelle
E.M.M. en mm	38,7	37	59,3	95,5	146,4	220,1	250,2	246,2	198	134,4	78,9	50,4	1 555

Les valeurs extrêmes observées sont de 306 mm pour le mois de juillet (1971) et 17 mm pour le mois de février (1975).

4 - Dans la région de Tilabad, nous n'avons que très peu de données sur l'évaporation. Pourtant nous en avons tenu compte dans nos calculs et nous avons trouvé une valeur moyenne annuelle de l'évaporation sur quatre ans de l'ordre de 158 mm.

III - 3. EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE ET REELLE

Nous avons choisi les formules de Turc et Coutagne pour calculer l'évapotranspiration réelle annuelle et les formules de Thornthwaite pour étudier l'évapotranspiration potentielle et réelle.

III - 3.1. Méthode de L. Turc

La formule de Turc permet d'évaluer l'évapotranspiration réelle annuelle en fonction des précipitations annuelles à température constante. Cette formule a été établie à l'aide de données expérimentales recueillies sur divers bassins répartis dans toutes les régions du globe.

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

$$L = 300 + 25 T + 0,05 T^3$$

P = Précipitations moyennes annuelles en mm

T = Température moyenne annuelle en °C

L'application numérique de cette formule aux stations du bassin versant nous conduit aux valeurs suivantes :

Nom de la station	P _{mm}	T°C	E _r _{mm}
Sangar Savor	277,3	17,7	281 *
Gombad-e-Qabus	410	17,1	395
Ramiyan	786,8	17,3	636,1
Til-abad	284,8	11,5	27,4

* On voit que l'emploi de cette formule est délicat car pour la station de Sangar Savor la valeur de E_r est supérieure à celle des précipitations.

III - 3.2. Méthode de Coutagne

La formule de Coutagne n'est utilisable que lorsque les précipitations sont comprises entre 1/8 λ et 1/2 λ

$$E_r = P - \lambda P^2$$

$$\lambda = \frac{1}{0,8 + 0,14 T}$$

P = Précipitations moyennes annuelles en m

T = Température moyenne annuelle en °C

E_r = Evapotranspiration réelle en m.

L'application de la formule de Coutagne pour les diverses stations de bassin versant donné.

Nom de la station	P en m	T°C	E _r en m
Gonbad-e-Qabus	0,410	17,1	0,357
Ramiyan	0,787	17,3	0,595

Pour les stations de Sangar-Savar et Til-abab, la formule de Coutagne n'est pas valable, parce que dans ces stations les précipitations moyennes annuelles ne se situent pas entre 1/8 λ et 1/2 λ.

III - 3.3. Méthode de Thornthwaite

Les valeurs mensuelles de l'évapotranspiration ont été calculées à l'aide de la méthode de Thornthwaite. Cette formule est assez complexe puisqu'elle fait intervenir un indice thermique

annuel "I" provenant de la somme des indices thermiques mensuels "i".

$$\text{L'indice annuel } I = \sum_1^{12} i$$

L'indice "i" étant une fonction de la température moyenne mensuelle :

$$i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1.514}$$

La formule de Thornthwaite s'écrit :

$$E_p = 1,6 \left(10 \frac{T}{I} \right)^\alpha$$

E_p = Evapotranspiration potentielle mensuelle en mm

T = Température moyenne du mois considéré en °C

$$\alpha = 0,49239 + 1792,10^{-5} \times I - 77,10^{-7} \times I^2 + 675,10^{-9} \times I^3$$

à partir de la formule de Serra, $\alpha = \frac{1,6}{100} I + 0,5$.

L'évapotranspiration potentielle brute, trouvée pour chaque mois est ensuite corrigée par un facteur "C" tenant compte du nombre de jours du mois, du nombre réel d'heures entre lever et coucher du soleil (durée théorique de l'insolation en fonction de la latitude). De très nombreuses expériences réalisées notamment aux U.S.A. ont permis d'établir des abaques qui, connaissant l'indice global "I" du lieu, donnent E_p en fonction de la température mensuelle (tableau 6).

La différence entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle est la variation de réserve d'eau du sol. Si la différence est positive, on a excédent d'eau et si elle est négative nous avons déficit d'eau.

Le sol, par sa rétention spécifique, peut constituer une réserve qui sera mise à la disposition de la végétation quand se présenteront les mois déficitaires. Dans le bassin versant étudié, nous adoptons 100 mm comme quantité optimale d'eau que le sol peut retenir et soustraire à l'écoulement interne.

TABLEAU N° 5
DUREE MOYENNE POSSIBLE D'ENSOLEILLEMENT

N. Lat.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.85	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.96	.84	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.83	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70
S. Lat.												
5	1.06	.95	1.04	1.00	1.02	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	.97	1.05	.99	1.01	.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	.98	1.05	.98	.98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	.97	.96	.91	.95	.99	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	.95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	.93	.86	.78	.84	.92	1.00	1.15	1.20	1.29
42	1.28	1.07	1.07	.92	.85	.76	.82	.92	1.00	1.16	1.22	1.31
44	1.30	1.08	1.07	.92	.83	.74	.81	.91	.99	1.17	1.23	1.33
46	1.32	1.10	1.07	.91	.82	.72	.79	.90	.99	1.17	1.25	1.35
48	1.34	1.11	1.08	.90	.80	.70	.76	.89	.99	1.18	1.27	1.37
50	1.37	1.12	1.08	.89	.77	.67	.74	.88	.99	1.19	1.29	1.41

TABLEAU N°6

VALEURS MENSUELLES DE i CORRESPONDANT AUX TEMPERATURES MOYENNES

T°C	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
0			0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07
1	0.09	0.10	0.12	0.13	0.15	0.16	0.18	0.20	0.21	0.23
2	0.25	0.27	0.29	0.31	0.33	0.35	0.37	0.39	0.42	0.44
3	0.46	0.48	0.51	0.53	0.56	0.58	0.61	0.63	0.66	0.69
4	0.71	0.74	0.77	0.80	0.82	0.85	0.88	0.91	0.94	0.97
5	1.00	1.03	1.06	1.09	1.12	1.16	1.19	1.22	1.25	1.29
6	1.32	1.35	1.39	1.42	1.45	1.49	1.52	1.56	1.59	1.63
7	1.66	1.70	1.74	1.77	1.81	1.85	1.89	1.92	1.96	2.00
8	2.04	2.08	2.12	2.15	2.19	2.23	2.27	2.31	2.35	2.39
9	2.44	2.48	2.52	2.56	2.60	2.64	2.69	2.73	2.77	2.81
10	2.86	2.90	2.94	2.99	3.03	3.08	3.12	3.16	3.21	3.25
11	3.30	3.34	3.39	3.44	3.48	3.53	3.58	3.62	3.67	3.72
12	3.76	3.81	3.86	3.91	3.96	4.00	4.05	4.10	4.15	4.20
13	4.25	4.30	4.35	4.40	4.45	4.50	4.55	4.60	4.65	4.70
14	4.75	4.81	4.86	4.91	4.96	5.01	5.07	5.12	5.17	5.22
15	5.28	5.33	5.38	5.44	5.49	5.55	5.60	5.65	5.71	5.76
16	5.82	5.87	5.93	5.98	6.04	6.10	6.15	6.21	6.26	6.32
17	6.38	6.44	6.49	6.55	6.61	6.66	6.72	6.78	6.84	6.90
18	6.95	7.01	7.07	7.13	7.19	7.25	7.31	7.37	7.43	7.49
19	7.55	7.61	7.67	7.73	7.79	7.85	7.91	7.97	8.03	8.10
20	8.16	8.22	8.28	8.34	8.41	8.47	8.53	8.59	8.66	8.72
21	8.78	8.85	8.91	8.97	9.04	9.10	9.17	9.23	9.29	9.36
22	9.42	9.49	9.55	9.62	9.68	9.75	9.82	9.88	9.95	0.01
23	10.08	10.15	10.21	10.28	10.35	10.41	10.48	10.55	10.62	0.68
24	10.75	10.82	10.89	10.95	11.02	11.09	11.16	11.23	11.30	1.37
25	11.44	11.50	11.57	11.64	11.71	11.78	11.85	11.92	11.99	2.06
26	12.13	12.21	12.28	12.35	12.42	12.49	12.56	12.63	12.70	2.78
27	12.85	12.92	12.99	13.07	13.14	13.21	13.28	13.36	13.43	3.50
28	13.58	13.65	13.72	13.80	13.87	13.94	14.02	14.09	14.17	4.24
29	14.32	14.39	14.47	14.54	14.62	14.69	14.77	14.84	14.92	4.99
30	15.07	15.15	15.22	15.30	15.38	15.45	15.53	15.61	15.68	5.76
31	15.84	15.92	15.99	16.07	16.15	16.23	16.30	16.38	16.46	6.54
32	16.62	16.70	16.78	16.85	16.93	17.01	17.09	17.17	17.25	7.33
33	17.41	17.49	17.57	17.65	17.73	17.81	17.89	17.97	18.05	8.13
34	18.22	18.30	18.38	18.46	18.54	18.62	18.70	18.79	18.87	8.95
35	19.03	19.11	19.20	19.28	19.36	19.45	19.53	19.61	19.69	9.78
36	19.86	19.95	20.03	20.11	20.20	20.28	20.36	20.45	20.53	0.62
37	20.70	20.79	20.87	20.96	21.04	21.13	21.21	21.30	21.38	1.47
38	21.56	21.64	21.73	21.81	21.90	21.99	22.07	22.16	22.25	2.33
39	22.42	22.51	22.59	22.68	22.77	22.86	22.95	23.03	23.12	3.21
40	23.30									

VALEURS DE L'EVAPOTRANSPIRATION EN CM POUR LES TEMPERATURES SUPERIEURES A 26°5

T°C	26°5, 27.0, 27.5, 28.0, 28.5, 29.0, 29.5, 30.0, 30.5, 31.0, 31.5, 32.0, 32.5
Ep	13.50, 13.95, 14.37, 14.78, 15.17, 15.54, 15.89, 16.21; 16.52, 16.80, 17.07, 17.31, 17.53, 17.72
T°C	33.5, 34.0, 34.5, 35.0, 35.5, 36.0, 36.5, 37.0, 37.5, 38.0 17.90, 18.05, 18.18, 18.29, 18.37, 18.43, 18.47, 18.49, 18.50, 18.50

L'évapotranspiration réelle obtenue à la ligne 10 provient de l'évapotranspiration potentielle corrigée en tenant compte des précipitations et des réserves disponibles.

L'excédent est la quantité d'eau disponible pour l'écoulement superficiel et souterrain (Q + I).

Les bilans de l'eau d'après la méthode Thornthwaite pour les stations de Gonbad-e-Qabus, Ramiyan et Sangar Savar sont reportés sur les tableaux 7, 8 et 9.

III - 3.3.1. Evapotranspiration mensuelle moyenne et bilan hydrologique pour le bassin versant

a - Dans le cas de Gonbad-e-Qabus

Aux mois de mars et d'avril, on a des excédents de 31 et 31,9 mm et les pluies sont plus grandes que l'évapotranspiration.

Le mois de mai présente une diminution des réserves jusqu'à 57,3 mm. Ensuite, nous avons des déficits d'eau jusqu'au mois de novembre ; ce mois-là, le déficit d'alimentation est de 42,9 mm. Les réserves commencent à se reconstituer au mois de décembre. En janvier, l'excès d'alimentation est de 25 mm : il s'ajoute à la réserve précédente, soit $31,3 + 25 = 56,3$. Au mois de février, l'excès d'alimentation est de 41,7 mm et toutes les quantités remplissent les réserves du sol qui sont de 98 mm. Au mois de mars, l'excès d'alimentation est de 33 mm, dont 2 mm serviront à porter la réserve à sa quantité optimale de 100 mm, tandis que les 31 mm restants constitueront un excédent, qui servira à l'écoulement superficiel et souterrain, comme aussi l'excédent d'eau du mois d'avril (31,9 mm).

Les conditions d'évapotranspiration potentielle sont réalisées du mois de décembre au mois de mai, et du mois de juin jusqu'au

mois de novembre la réserve est pratiquement épuisée et la différence entre évapotranspiration potentielle et évapotranspiration réelle constitue le déficit d'eau (fig.7). La conclusion obtenue après le calcul est la suivante :

Précipitations	409,7 mm
Evapotranspiration potentielle	886,3 mm
Evapotranspiration réelle	346,8 mm
Excédents mensuels	62,9 mm
Déficits mensuels	539,5 mm
Déficit annuel	476,5 mm

b - Dans le cas de Ramiyan, la conclusion obtenue par la méthode de Thornthwaite est la suivante :

Précipitations	787,2 mm
Evapotranspiration potentielle	909,3 mm
Evapotranspiration réelle	459,5 mm
Excédents mensuels	327,7 mm
Déficits mensuels	439,8 mm
Déficit annuel	112 mm

c - Dans le cas de Sanger Savar

Aux mois de décembre, janvier, février et mars les pluies sont plus grandes que l'évapotranspiration. Pendant ces mois-là, les réserves du sol, utiles à la végétation, commencent à se reconstituer. L'excès d'alimentation en décembre est de 21,4 mm et au mois de janvier, l'excès d'alimentation est de 19,4 mm. Il s'ajoute à la réserve précédente et nous avons 40,8 mm de réserve du sol (21,4 + 19,4). Aux mois de février, mars l'excès d'alimentation est de 24,8 et 19,1 mm et ces quantités alimentent les réserves du sol qui sont de 84,7 mm. Au mois d'avril, nous avons un manque d'eau de 15,2 mm et la réserve du sol diminue à 69,5 mm. Au mois de mai, nous avons aussi un manque d'eau de 76,5 mm. Les réserves du sol sont donc nulles. Le manque d'eau est continu jusqu'au mois de novembre, c'est-à-dire que la réserve du

sol n'arrive pas à sa quantité optimale de 100 mm. Les conditions d'évapotranspiration potentielle sont réalisées du mois de décembre au mois d'avril, et du mois de mars au mois de novembre, nous avons toujours un déficit d'eau.

La conclusion obtenue est donc la suivante :

Précipitations	277,3 mm
Evapotranspiration potentielle	939,5 mm
Evapotranspiration réelle	277,3 mm
Excédent annuel	0 mm
Déficit annuel	662,2 mm

TABLEAU 7. Bilan de l'eau d'après la méthode Thornthwaite sur la station de Gonbad de (1971-72) à (1976-77).

M o i s	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Σ
T°C mensuelle moyenne	5,9	6	10,5	13,1	18,7	24,2	27,2	28,4	25,1	20,6	15	11	17,1
Indice mensuel	1,3	1,3	3,1	4,3	7,4	10,9	13	13,9	11,5	8,5	5,3	3,3	
Indice thermique													83,8
Ep brute mm	8,5	8,8	24	35,7	67,8	107,9	133,2	144	115,3	80,8	45,6	26,1	
Coef. correctif	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	1,04	0,96	0,84	0,83	
Ep. corrigée mm	7,3	7,4	24,7	39,3	82,7	132,7	166,5	168,5	119,9	77,6	38	21,7	886,3
P mm	32,3	49,1	57,7	71,2	40	16,5	11,2	12,6	12,5	19,4	34,2	53,0	409,7
Var. Rés. sol.	+25	+41,7			-42,7	-57,3						+31,3	
Rés. Utile végét.	56,3	98	100	100	57,3	0	0	0	0	0	0	31,3	
E _R mm	7,3	7,4	24,7	39,3	82,7	73,8	11,2	12,6	12,5	19,4	34,2	21,7	346,8
Excédent			31	31,9									62,9
Déficit						58,9	155,3	155,9	107,4	58,2	3,8		539,5
P - Ep	2,5	41,7	33	31,9	-42,7	-116,2	-155,3	-155,9	-107,4	-58,2	-3,8	31,3	

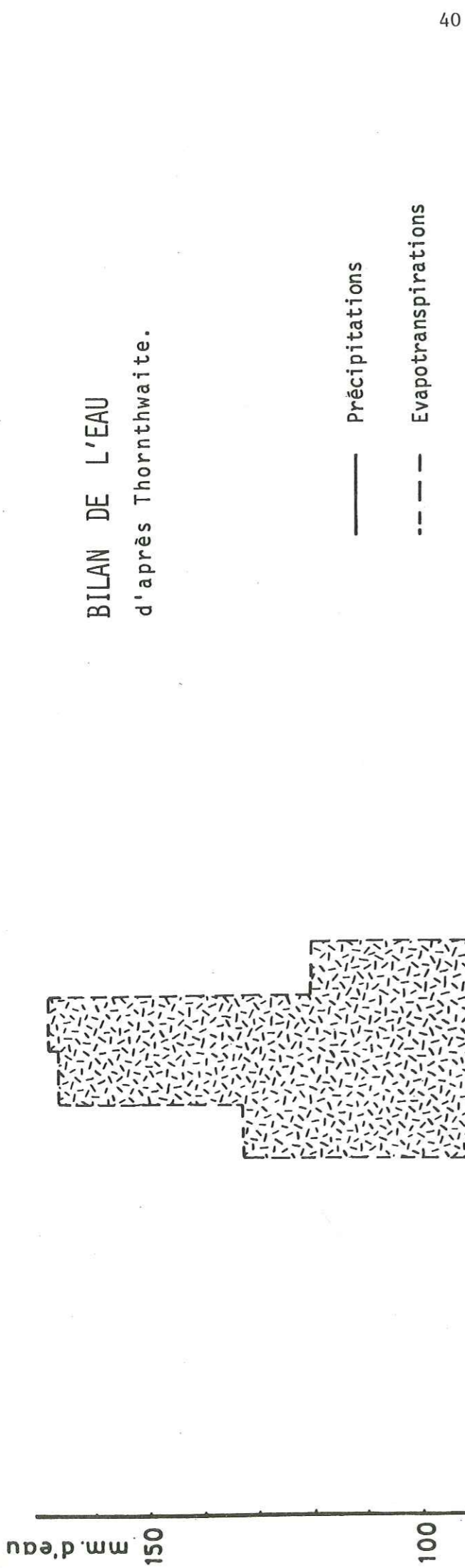


Fig.7

TABLEAU 9 . Bilan de l'eau d'après la méthode de Thornthwaite sur la station de Sangar Savar de (1971-72) à (1976-77)

M o i s	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Σ
T°C m.m.	6,1	5,7	8,6	15,2	19,9	24,8	27,6	28,4	24,7	21,9	18,4	10,9	17,7
i	1,3	1,2	2,3	5,4	8,1	11,3	13,3	13,8	11,3	9,4	7,2	3,2	
I													87,8
Ep. brute mm.	8	7	15,4	45,4	75,7	115	140	148	114	90,8	65,2	24,2	
C	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	1,03	0,96	0,84	0,83	
Ep. corrigée	6,8	5,8	15,8	49,9	92,3	141,4	175	173,2	117,4	87,2	54,7	20	939,5
P _{mm}	26,2	30,6	34,9	34,7	15,8	13	3,9	8	15	14	39,8	41,4	277,3
Var. Rés. Sol.	+19,4	+24,8	+19,1	-15,2	-69,5							+21,4	
Rés. Utile vég.	40,8	65,6	84,7	69,5	0	0	0	0	0	0	0	+21,4	
E _R mm	6,8	5,8	15,8	49,9	85,3	13	3,9	8	15	14	39,8	20	277,3
Excédent													0
Déficit					7	128,4	171,1	165,2	102,4	73,2	14,9		662,2
P - EP	19,4	24,8	19,1	-15,2	-76,5	-128,4	-171,1	-165,2	-102,4	-73,2	-14,9		

TABLEAU 8. Bilan de l'eau d'après la méthode Thornthwaite sur la station de Ramiyan de (1971-72) à (1976-77)

M o i s	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Σ
T°C m. m.	7,7	9	10,3	13,1	19	26,1	26	26,7	24	19,6	15	11	
i	1,9	2,4	3	4,3	7,5	12,2	12,1	12,6	10,7	7,9	5,3	3,3	
I													83,2
Ep brute mm.	13,9	18,4	23,6	36,7	72,5	129,6	128,7	135,1	111,2	76,8	46,2	26,7	
C	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	1,04	0,96	0,84	0,83	
Ep. corrigée	11,9	15,5	24,3	40,4	88,5	159,4	160,9	158,1	115,6	73,7	38,8	22,2	909,3
P _{mm}	74	92	82,4	149	42	40,7	19	30,5	43,4	30,8	86,2	97,2	787,2
Var. Rés. Sol.					-46,5	-53,5					+47,4	+75	
Rés. utile vég.	100	100	100	100	53,5	0	0	0	0	0	47,4	100	
E _R mm	11,9	15,5	24,3	40,4	88,5	94,2	19	30,5	43,4	30,8	38,8	22,2	459,5
Excédent	62,1	76,5	58,1	108,6								22,4	327,7
Déficit						55,2	141,9	127,6	72,2	42,9			439,8
P - EP	62,1	76,5	58,1	108,6	-46,5	-118,7	-141,9	-127,6	-72,2	-42,9	47,4	75	

CHAPITRE IV

ÉCOULEMENT DE SURFACE

- Description du réseau
- Stations hydrométriques
- Modules et coefficients relatifs mensuels
- Répartition des crues dans l'année
- Modules spécifiques de la région
- Débits classés de Gorgan Rud
- Calcul de volume des réserves par l'étude du tarissement
- Essai d'évaluation de l'infiltration dans la région

C H A P I T R E IV

ECOULEMENT DE SURFACE

L'étude hydrogéologique peut être facilitée par une étude préalable de l'hydrologie du bassin. Dans le présent chapitre, nous estimons l'eau écoulee en surface.

IV - 1. DESCRIPTION DU RESEAU

Le réseau hydrographique du bassin versant étudié est assez développé. La plupart des rivières ont toujours de l'eau. En raison des conditions climatiques, la plupart des rivières n'ont pas un régime torrentiel mais de temps en temps, à cause de la variation soudaine des précipitations (averse) ou de la fusion du stock neigeux, les rivières deviennent torrentueuses.

Les débits moyens mesurés dans les stations montrent que le maximum d'écoulement de surface se situe pendant les mois de mars et d'avril.

Au Sud du bassin versant, à cause de la couverture végétale, l'érosion n'est pas aussi forte qu'au nord du bassin versant.

Sur le tableau ci-après, nous avons montré les apports déchargés des rivières du bassin versant en tonnes en 1970-1971.

Rivière	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Annuelle
Gorgan-rud à Goubad-e-Qabus	7971	8138	104281	32779	86563	6976	696	57	0	1674	7972	7328	559,708
Khormalu	3380	6320	31180	19930	8557	4322	4622	1507	7763	19490	10522	5715	123,308
Quri-Tchay	126	69	2320	2542	2945	87	2	0	0	54	78	69	8,292
Tchehele-Tchay	910	570	4085	9160	4440	830	710	360	310	580	325	280	22,560

En fonction du débit des rivières, les volumes des apports varient et sont minimums pendant les mois secs.

IV - 1.1. Gorgan-rud à la station de Gonbad-e-Qabus

L'oued le plus important dans la région est la Gorgan rud. Cet oued coule selon une direction à peu près Est-Ouest vers la mer Caspienne.

Le débit moyen mensuel de cette rivière à la station de Gonbad-e-Qabus est de $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$. A cause des pompages dans la rivière à la saison d'irrigation, l'estimation du débit de la rivière n'est pas possible.

Le débit moyen maximum est de l'ordre de $30 \text{ m}^3/\text{s}$ au mois d'avril. L'écart entre le maximum et le minimum d'écoulement de surface est de $28 \text{ m}^3/\text{s}$, ce qui est assez considérable.

IV - 1.2. Tchehele-Tchay à la station de Lazoreh

Cette rivière draine un bassin versant de 258 km^2 et se dirige

du Sud-Est vers le Nord-Ouest et elle a été étudiée à l'extrémité est du bassin versant.

Le débit moyen mensuel de cette rivière est de l'ordre de $2,3 \text{ m}^3/\text{s}$ et le débit moyen maximum obtenu est de $7,7 \text{ m}^3/\text{s}$ au mois d'avril.

L'écart entre le maximum et le minimum du débit est de $6 \text{ m}^3/\text{s}$.

La pente moyenne de cette rivière est à peu près de 4 %.

IV - 1.3. La rivière de Zohabe à la station de Pass Pochteh

Cette rivière, avec une pente moyenne de 5 % draine un bassin versant de 224 km^2 et s'écoule du Sud au Nord. Le débit moyen mensuel dans cette station est de $1,7 \text{ m}^3/\text{s}$ et le débit moyen maximum est de l'ordre de $8,9 \text{ m}^3/\text{s}$.

L'écart entre le maximum et le minimum du débit est de $7 \text{ m}^3/\text{s}$.

IV - 1.4. La rivière de Quri-Tchay à la station de Ramiyan

Elle draine un bassin versant de 210 km^2 et avec une pente moyenne de 5 % se dirige du Sud au Nord.

Le débit moyen minimum mensuel est de $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$ et le débit moyen maximum est de $5,4 \text{ m}^3/\text{s}$ au mois d'avril. L'écart entre le maximum et le minimum du débit est de $5 \text{ m}^3/\text{s}$.

IV - 1.5. La rivière de Khormalu à la station de No-deh

Elle reçoit un système d'oueds qui descendent de la montagne

de Khosh Yeylagh au sud du bassin versant étudié, et draine un bassin versant de 910 km^2 .

Cette rivière coule selon une direction à peu près SE-NW. Le débit moyen minimum mensuel est de $1,1 \text{ m}^3/\text{s}$ et le débit moyen maximum est de $4,6 \text{ m}^3/\text{s}$. L'écart entre le maximum et le minimum du débit est $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$. Elle a une pente moyenne de 3 %.

Les quatre rivières ci-dessus rentrent dans la rivière de Gorgan rud au Nord du bassin versant étudié.

IV - 1.6. La rivière de Gorgan rud à la station de Sangar Savar

Le lit de Gorgan rud est à peu près à 15 mètres plus bas que la surface de la plaine et à cause de cela, en quelques endroits, la rivière recoupe les aquifères phréatiques et les draine. L'étude de la qualité de l'eau de cette rivière montre que les eaux salées qui se trouvent près de la rivière s'infiltrent dans celle-ci et protègent le sol de la salinisation.

L'eau de Gorgan rud, toute l'année, et surtout pendant la période torrentielle, est frangeuse. Cette rivière draine un bassin versant de $1\ 085 \text{ km}^2$ et coule de l'Est à l'Ouest.

Le débit moyen minimum mensuel de Gorgan rud dans cette station est de l'ordre de $5 \text{ m}^3/\text{s}$ et le débit moyen maximum est de $45,5 \text{ m}^3/\text{s}$. L'écart entre le maximum et le minimum du débit est donc de $40 \text{ m}^3/\text{s}$.

La décharge moyenne annuelle de Gorgan rud à la station de Sangar Savar est de l'ordre de 509,2 MCM, tandis que la moyenne annuelle des eaux d'excédent des rivières qui rentrent dans la plaine et dans la rivière Gorgan rud est de 629,5 MCM, c'est-à-dire 1203 MCM de plus que l'eau qui sort du bassin versant à la station de Sangar Savar. Ce déficit est dû à l'évapotranspiration, à l'infiltration et

aux usages agricoles. Au mois de février, où l'évapotranspiration et l'utilisation agricole sont négligeables, une moyenne mensuelle de 41,2 MCM d'eau rentre dans la plaine et la rivière Gorgan rud, et 40,4 MCM d'eau sortent du bassin versant à la station de Sangar Savar. Nous avons donc un déficit d'eau d'environ 0,8 MCM dont la plupart correspond à l'alimentation des nappes. Comme pendant les années sèches la rivière Gorgan rud est à sec durant quelques mois, on a construit un barrage réservoir de 50 MCM de retenue pour réserver l'eau d'irrigation.

IV-2. LES STATIONS HYDROMETRIQUES

Le tableau ci-dessous montre la description des stations hydrologiques, installées sur les rivières :

TABEAU N° 10 .

Nom de la station	Nom de la rivière	Surface de chaîne km ²	Altitude m'	Parallèle	Méridien
Lazoreh	ThehelTchay	257,7	300	37.11	55.25
Pass Pochteh	Zohabe	224,1	250	37.10	55.21
Khormalu	No Deh	909,6	250	37.03	55.16
Gonbad	Gorgan-Rud		35	37.15	55.08
Sangar-Savar	Gorgan-Rud	1085,5	1	37.11	54.43
Ramiyan	Quri -Tchay	210	210	37,01	55,08

IV - 3. MODULES ET COEFFICIENTS RELATIFS MENSUELS

Il s'agit de préciser les principales variations du régime de la région étudiée au cours d'une année et pour cela considérer :

- les indices d'écoulement mensuels moyens, exprimés en mm (volumes d'eau écoulés en moyenne au cours d'un mois déterminé, divisés par la surface du bassin).
- les coefficients relatifs mensuels, représentant le rapport entre les indices précédents et l'indice qui aurait été théoriquement obtenu si les débits avaient été uniformes toute l'année (tableau 11).

TABELAU N° 11 .

		J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année moyenne
Pluie à la région étudiée de 1971-72) à 1976-77)	Modules mensuels (mm)	61,4	75,3	95,8	90,3	55,7	23,8	28,5	27	48,2	24,2	52,5	88	670,7
	Coef. Relatifs	<u>1,1</u>	<u>1,4</u>	<u>1,7</u>	<u>1,6</u>	<u>1</u>	0,4	0,5	0,5	0,8	0,4	0,9	<u>1,6</u>	
Station Sangar Savar (1971-71) 1976-77)	Indice d'écoul ^t (mm)	10,5	14,8	28,1	44,6	30,4	17,8	5,9	5,2	4,4	6	7,2	11,4	186,3
	Coef. Relatifs	0,7	<u>1</u>	<u>1,8</u>	<u>2,8</u>	<u>1,9</u>	<u>1,1</u>	0,4	0,3	0,3	0,4	0,5	0,7	

(les coefficients relatifs supérieurs à 1 ont été soulignés)

Résultats :

- Une période où les débits sont supérieurs à la moyenne s'observe de mai à juin.
- Pendant que les pluies s'accroissent au maximum en mars, les débits

augmentent dans la même proportion en avril, c'est-à-dire que le temps de réponse est égal à un mois et les nappes à l'étiage sont en train de se recharger.

- Les pluies tombent en-dessous de la moyenne en juin et après un mois, on a une baisse de débit, c'est-à-dire que le temps de réponse est encore égal à un mois.
- Pendant la saison sèche, de juin à septembre, les débits décroissent régulièrement ; dans ces mois, l'évapotranspiration et les pompes d'eau dans les rivières sont notables (fig. 8).

IV - 4. REPARTITION DES CRUES DANS L'ANNEE

Les crues régulières sont localisées de décembre à avril. Ces mois-là, les coefficients mensuels relatifs sont supérieurs à la moyenne. Les débits supérieurs à deux fois celui de l'année moyenne sont rares, mais ils peuvent arriver entre mai et mars (fig. 9).

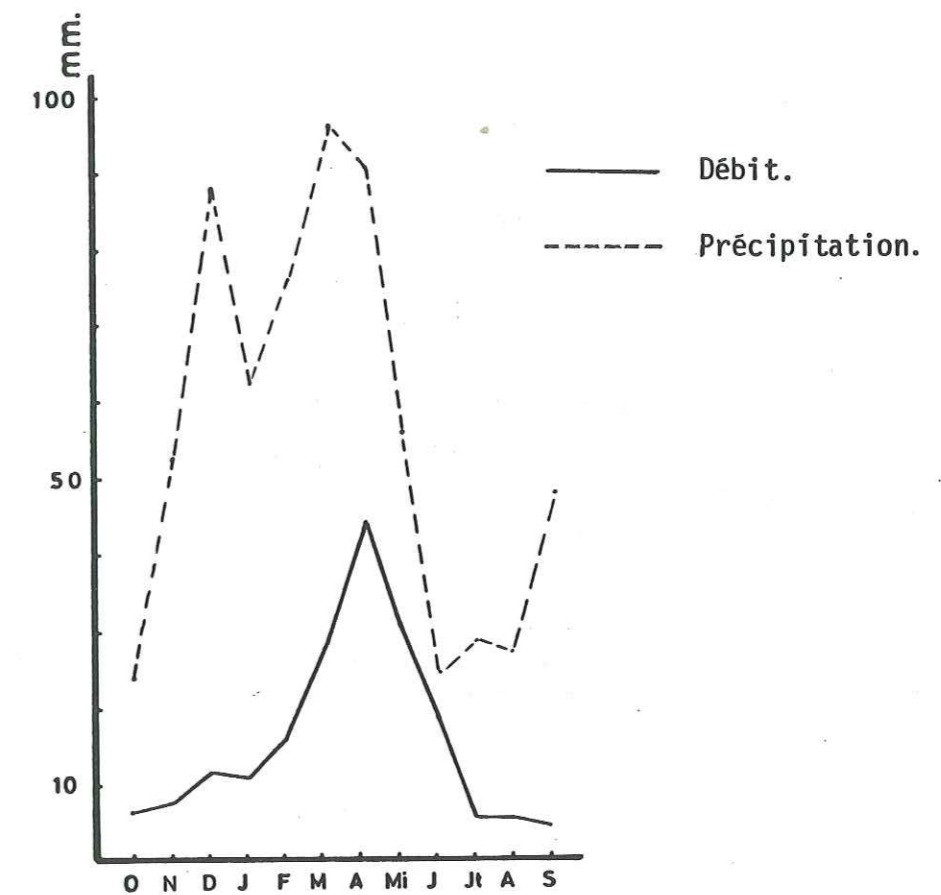
IV - 5. MODULES SPECIFIQUES DE LA REGION

Les débits spécifiques des rivières importantes de la région sont les suivants :

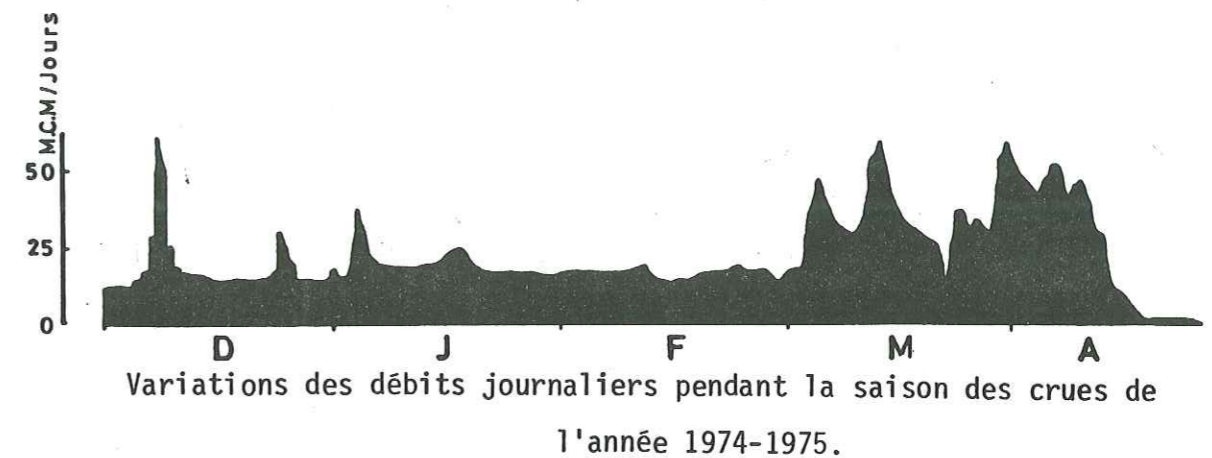
a - Débits spécifiques moyens mensuels en $l/s \text{ km}^2$ de 1971-72 à 1976-77 :

TABLEAU N° 12

Rivière	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
Khormalu	1,9	2	<u>4,2</u>	3,8	5	2,3	1,6	<u>1,2</u>	1,9	2,5	1,7	1,9
Quri-Tchay	2,8	4,8	18,1	<u>25,7</u>	24,8	7,6	2,4	<u>1,4</u>	2,8	1,9	1,9	2,8
Tchehel-Tchay	5,4	7,8	19,4	<u>29,9</u>	22,5	7	5,8	4,3	4,6	<u>3,9</u>	5,8	5,8
Zohabe	6,2	13,4	38,8	<u>39,7</u>	27,7	5,3	4,9	6,2	4,9	<u>3,1</u>	4,9	7,6



Variations moyennes mensuelles des débits et des précipitations dans la région étudiée.



Variations des débits journaliers pendant la saison des crues de l'année 1974-1975.

Les débits spécifiques moyens mensuels maximums et minimums dans chaque rivière ont été soulignés.

b - Débits spécifiques journaliers en $l/s \text{ km}^2$.

Le maximum absolu et le minimum absolu des débits spécifiques journaliers dans chaque rivière pour l'année hydrogéologique 1976-77 sont les suivants :

Nom des rivières	maximum absolu $m^3/s \text{ km}^2$	minimum absolu $m^3/s \text{ km}^2$
Gorgan - rud (à Sangar Savar)	200	0
Gorgan - rud (à Gonbad-e-Qabus)	104,4	0,01
Tchahale Tchay	48,5	0,7
Ghareh - Tchay	84	0,4
Khormalu	21	0,3
Zohabe	118	0,3

IV - 6. DEBITS CLASSES DE GORGAN RUD A LA STATION DE SANGAR SAVAR POUR L'ANNEE HYDROGEOLOGIQUE 1975-76

Les débits classés permettent de connaître les caractéristiques suivantes :

- débit caractéristique maximal : dépassé 10 jours dans l'année (DCM)
- débit moyen caractéristique : dépassé 6 mois dans l'année (DC6)

- débit caractéristique d'étiage : dépassé 355 jours dans l'année (DCE)
- débit caractéristique de 1(DC₁) - 3(DC₃) - 9(DC₉) mois : dépassé 1 et 3 et 9 mois dans l'année (fig. 10).

Résultats : les caractéristiques de la rivière de Gorgan rud pour l'année hydrogéologique 1975-76 sont les suivantes :

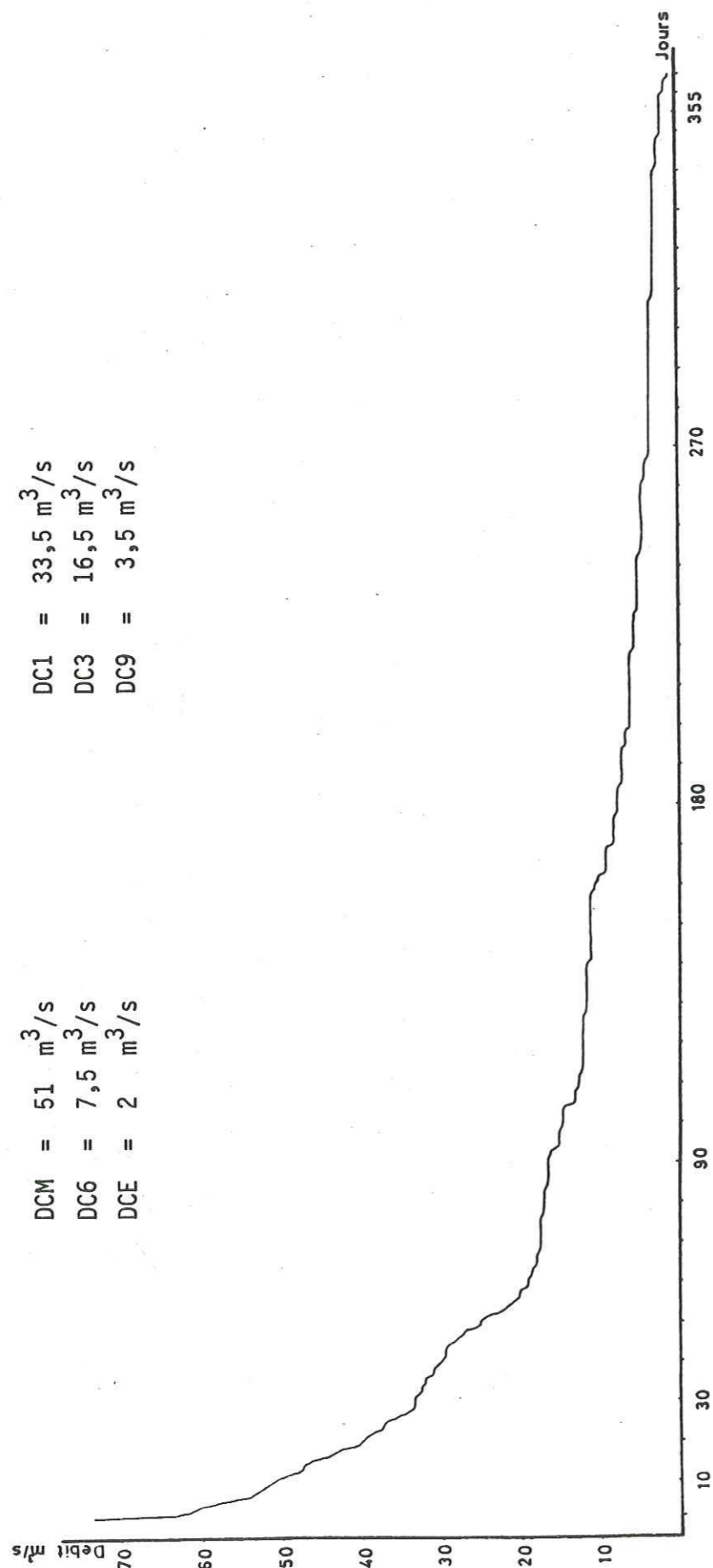
Q m^3/s	Nombres de jours pendant lesquels le débit correspondant a été dépassé
74	0
51	10 - DCM
33,5	30 - DC ₁
16,5	90 - DC ₃
7,5	180 - DC ₆
3,5	270 - DC ₉
2	355 - DCE
1	débit minimal absolu

IV - 7. CALCUL DU VOLUME DES RESERVES PAR L'ETUDE DU TARISSEMENT

L'étude du tarissement de chaque sous-bassin versant a permis de calculer le volume des réserves du bassin versant étudié, c'est-à-dire la quantité d'eau emmagasinée dans l'aquifère, pendant une période d'alimentation et restituée à l'écoulement lorsque les apports ont cessé. On sait que pendant une période de pluviosité nulle, les réserves souterraines seules alimentent les sources. La formule de Maillet traduit la décroissance des débits en fonction du temps :

$$Q_t = Q_0 e^{-at}$$

Débits classés de Gorgan-rud à la station de Sangar Savar (1975-1976).



DCM = 51 m³/s
 DC6 = 7,5 m³/s
 DCE = 2 m³/s

DC1 = 33,5 m³/s
 DC3 = 16,5 m³/s
 DC9 = 3,5 m³/s

Q_t = le débit à l'instant t

Q_0 = le débit initial

α = la pente de la droite (coefficient de tarissement)

soit :

$$\log Q_t = \log Q_0 - (0,4343 \alpha)t, \text{ d'où on peut tirer .}$$

Par l'intégration entre $t_0 = 0$ et ∞ de l'équation de tarissement, on peut calculer le volume des réserves (V) à l'instant t_0 :

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

IV - 7.1. Pour la rivière de Zohabe deux périodes ont été sélectionnées du 13 mai au 25 mai 1977 et du 14 septembre au 29 novembre 1976, pendant lesquelles la pluviosité a été nulle (fig. 11 et 12).

a - Période du 13 au 25 mai 1977, où $Q_t = 595$ l/s et $Q_0 = 680$ l/s et $t = 10$ jours

$$\log Q_t = \log Q_0 - (0,4343 \alpha)t$$

$$\log 595 = \log 680 - (0,4343 \alpha)10$$

$$\alpha = 0,014$$

$$V = \frac{Q_0}{\alpha} = \frac{0,68 \times 86400}{0,014} = 4,196,600 \text{ m}^3$$

b - Période du 14 novembre au 29 novembre 1976, où $Q_0 = 510$ l/s et $Q_t = 440$ l/s et $t = 10$ jours

$$\log 440 = \log 510 - (0,4343 \alpha) 10$$

$$\alpha = 0,01$$

$$V = 4,406,400 \text{ m}^3$$

La capacité d'emménagement serait donc d'environ 4,2 MCM.

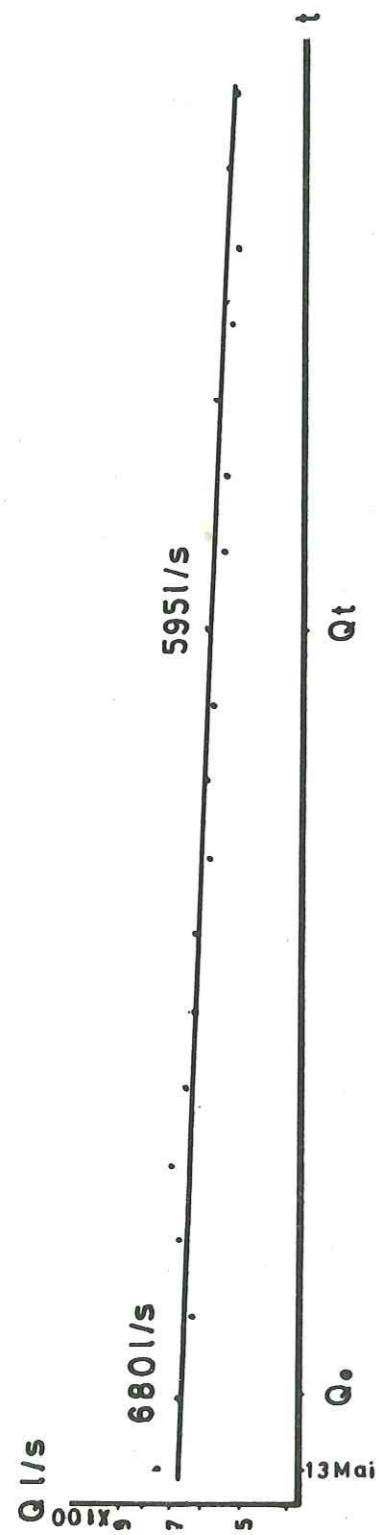
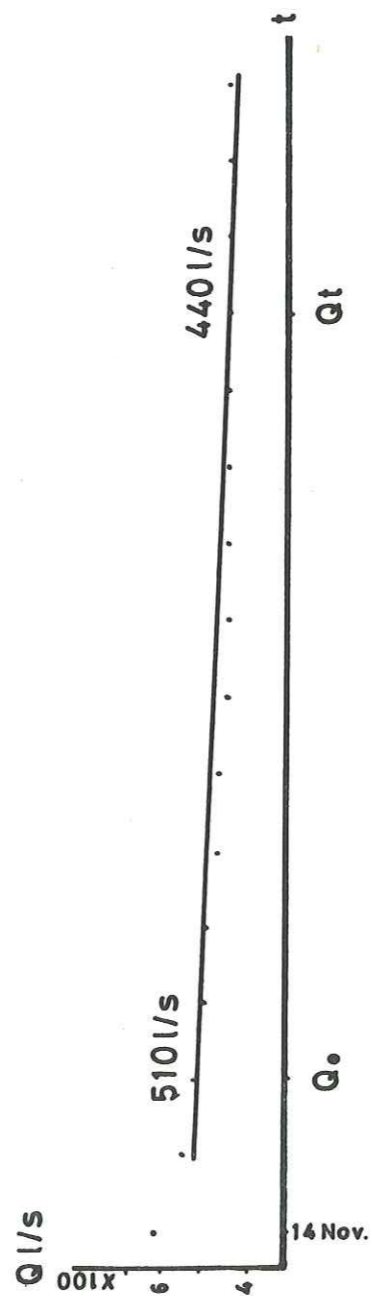


Fig.12



IV - 7.2. Pour la rivière de Tchehele-Tchay deux périodes ont été sélectionnées du 14 novembre au 30 novembre 1976 et du 10 juillet au 22 juillet 1977, pendant lesquelles la pluviosité a été nulle (fig. 13 et 14).

a - Période du 14 novembre au 30 novembre 1976, où $Q_o = 680$ l/s et $Q_t = 580$ l/s et $t = 10$ jours

$$\log 580 = \log 680 - (0,4343 \alpha) 10$$

$$\alpha = 0,016$$

$$V = 3,132,000 \text{ m}^3$$

b - Période du 10 juillet au 22 juillet 1977 où $Q_o = 1120$ l/s et $Q_t = 920$ l/s et $t = 8$ jours

$$\log 920 = \log 1120 - (0,4343 \alpha) 8$$

$$\alpha = 0,026$$

$$V = 3,057,230 \text{ m}^3$$

La capacité d'emmagasinement serait d'environ 3 MCM.

IV - 7.3. Pour la rivière de Quri-Tchay une période a été sélectionnée du 21 mai au 8 juin 1977 où $Q_o = 6150$ l/s et $Q_t = 1640$ l/s et $t = 9$ jours, le volume stocké serait de 3,5 MCM (fig. 15).

IV - 7.4. Pour la rivière de Khormalu, une période du 24 mai au 4 juin 1977 a été sélectionnée, où $Q_o = 2390$ l/s et $Q_t = 2085$ l/s et $t = 9$ jours ; le volume stocké serait de 14 MCM (fig. 16).

Fig.13

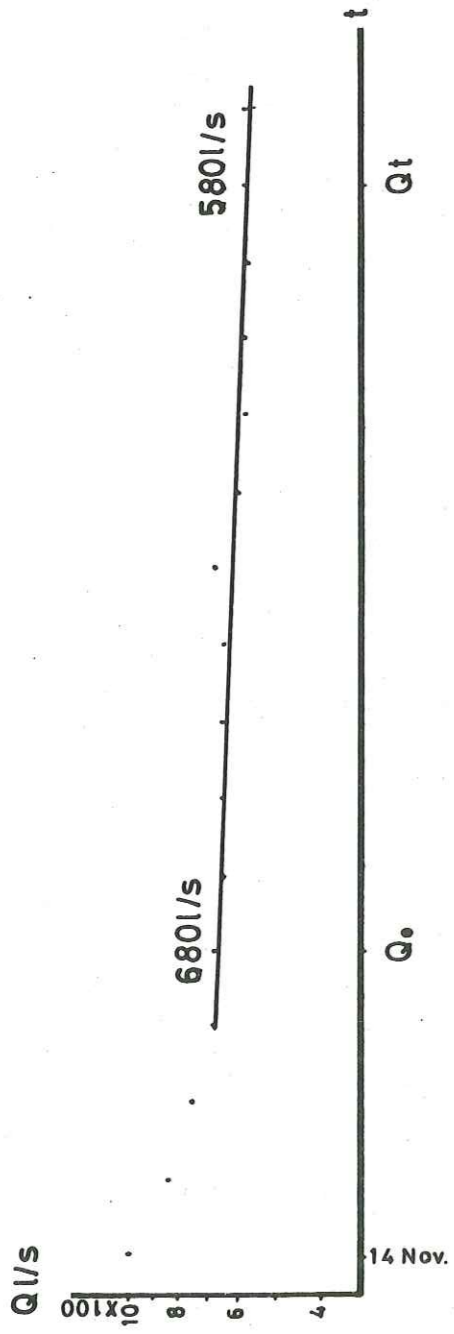


Fig.14

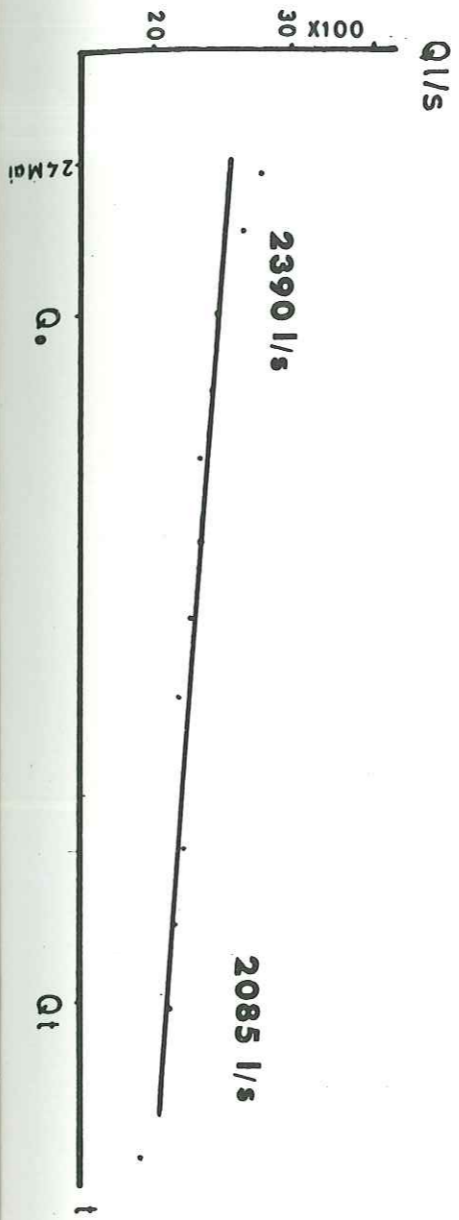
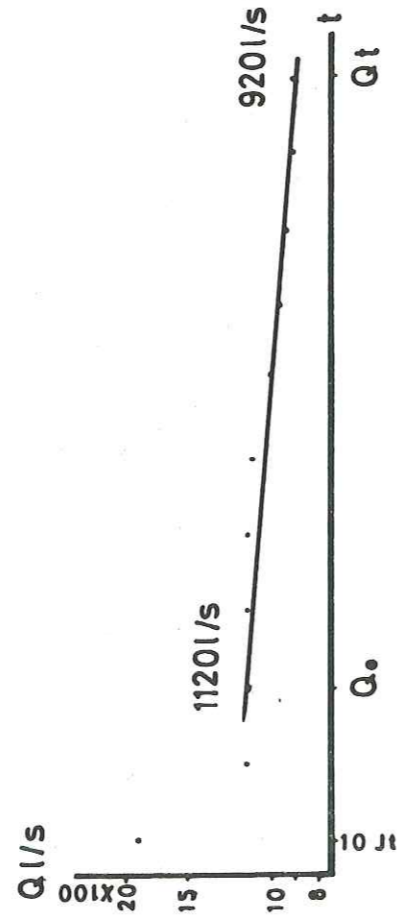


Fig.16

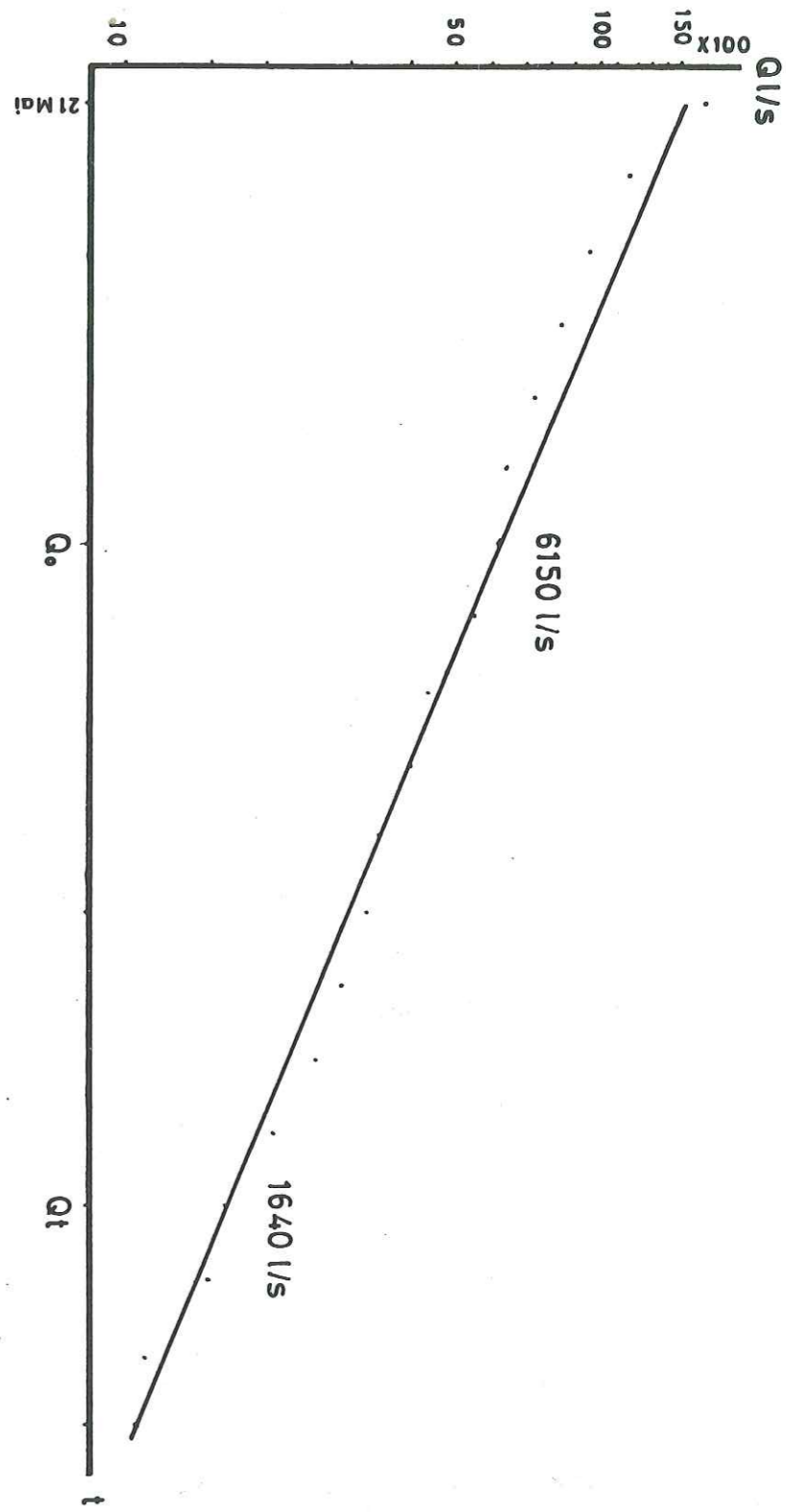


Fig.15

IV - 8. ESSAI D'EVALUATION DE L'INFILTRATION DANS LA REGION

Nous avons assez d'informations sur les précipitations, l'évapotranspiration et l'écoulement de surface dans la région de Sangar Savar et Ramiyan, pour essayer d'évaluer l'infiltration dans ces régions. Il faut rappeler que les conditions climatiques et autres caractéristiques physiques du bassin versant de la rivière de Quri-Tchary (Ramiyan) sont à peu près identiques à celles de Zohabe et Tchehele-Tchay et Khormalu, et on peut estimer la valeur de l'infiltration dans ces régions par rapport à la région de Ramiyan.

La loi générale $P = Q + E_r + \Delta I$ exprime la valeur de l'infiltration. Dans les chapitres précédents les valeurs des précipitations (P), de l'évapotranspiration réelle (E_r) et de l'écoulement de surface, ont été calculées. Pour le bassin versant de la rivière de Quri-Tchay du 1971-72 au 1976-77 nous avons :

$$\Delta I = P - (Q + E_r) = 784,4 - (258,7 + 459,5)$$

$$\Delta I = 66,2 \text{ mm.}$$

Par la méthode de Thornthwaite, on a calculé la quantité d'eau disponible pour l'écoulement superficiel et souterrain (excédent). Pour l'année moyenne cette valeur est égale à 327,3 mm, et si on soustrait l'écoulement de surface (258,7 mm) de l'excédent (327,3 mm) on obtiendra la valeur de l'infiltration (68,6 mm).

Pour le bassin versant de Sangar-Savar, par la méthode de Thornthwaite, l'excédent est nul, mais dans le paragraphe IV-1-6 nous avons expliqué que pour l'année moyenne environ 630 MCM d'eau entrent dans ce bassin versant par les rivières de la région étudiée, mais, au total, 510 MCM d'eau sortent à la station aval (Sangar Savar). Dans ce bassin versant, on perd donc 120 MCM qui sont disponibles pour l'infiltration et l'évapotranspiration. Nous pouvons constater que pour l'année moyenne, environ 9 mm d'eau s'infiltrant dans le

bassin versant, car au mois de février lorsque le rôle de l'évaporation est négligeable, on perd seulement 0,8 MCM de l'eau entrée dans le bassin versant. (entrée = 41,2 MCM / sortie = 40,4 MCM /

$$\frac{0,8 \times 12 \times 1000}{1085,5} = 9,2 \text{ mm).}$$

CONCLUSION

Dans la plupart de la plaine, la valeur de l'évapotranspiration est égale à celle des précipitations et pour cette raison les précipitations dans cette partie ne sont pas importantes pour l'alimentation des nappes. Dans l'autre partie du bassin versant, presque 9 % de précipitations s'infiltrant et la valeur de l'évapotranspiration réelle est d'environ 60 % de précipitations.

CHAPITRE V

G E O L O G I E

- Géologie d'ensemble de l'Alborz
- Stratigraphie du bassin versant étudié
- Tectonique

CHAPITRE V

GÉOLOGIE

V - 1. GÉOLOGIE D'ENSEMBLE DE L'ALBORZ

L'Iran est une région plissée qui se trouve entre la plate-forme du Turan * au Nord et la plateforme Arabe au Sud. Les chaînes les plus importantes de l'Iran sont l'Alborz et le Zagros. Entre les deux chaînes se trouvent :

Bloc du Lut - Dépression volcano, molassique - Zone des flyschs crétacés et éocènes - Zone Sanandaj, Sirjan - Bloc de Tabas et chaîne de Tabas, Kerman.

Entre la chaîne de l'Alborz et la plateforme de Turan, se situe la zone de Kopet-Dagh (fig. 17).

La chaîne de l'Alborz s'étend de la frontière afghane jusqu'à celles de la Turquie et d'U.R.S.S., tandis que la chaîne du Zagros a une direction Nord-Est Sud-Ouest.

L'Alborz est formé de structures mégaanticlinales avec des anticlinaux et synclinaux complexes accompagnés de failles importantes parfois chevauchantes. Il y a une différence d'orientation des plis entre le Sud et le Nord.

* Eurasiennne

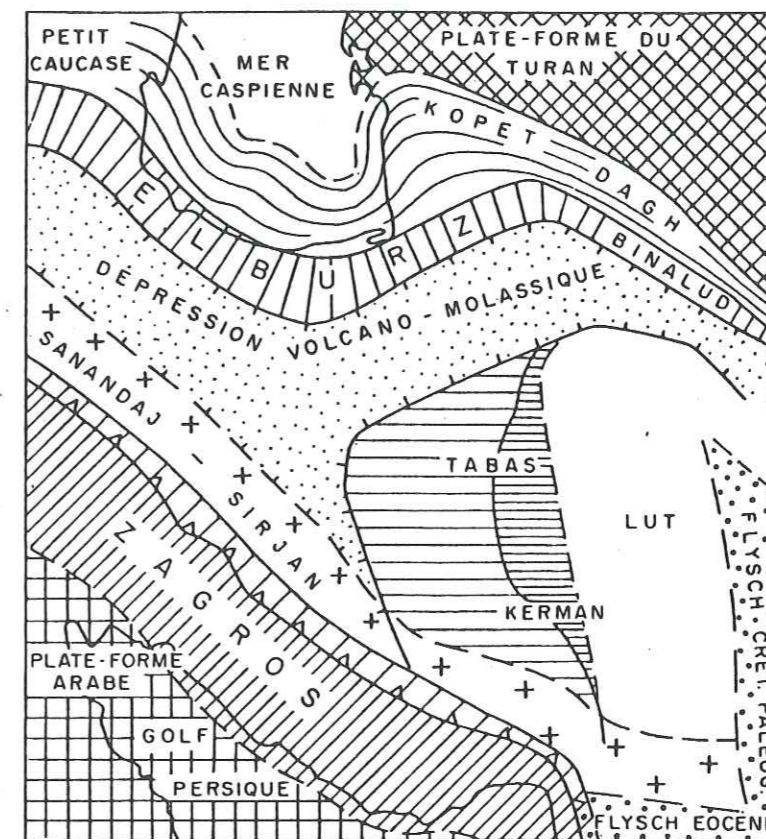
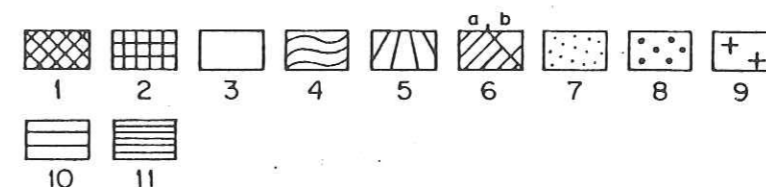


Fig.17 Principales unités tectoniques de l'Iran.



- 1-PLATE-FORME DU TURAN : substratum peu connu, couverture cénozoïque importante. -2-PLATE-FORME ARABE : substratum précambrien, Paléozoïque et Mésozoïque peu développés. -3-BLOC DU LUT : substratum précambrien? couverture mésozoïque et cénozoïque par endroits importante, volcanisme tertiaire important. -4-KOPET-DAGH : Mésozoïque prépondérant, substratum inconnu. -5-ELBURZ : substratum précambrien, Infracambrien et Paléozoïque bien développés, Mésozoïque et Cénozoïque par endroits très épais. -6-CHAÎNE DU ZAGROS : a) externe, b) interne (zone des charriages); substratum peu connu (Paléozoïque), Mésozoïque et Cénozoïque bien développés. -7-DEPRESSION VOLCANO-MOLASSIQUE : Cénozoïque très important, volcanisme tertiaire, présence de blocs de type Elburz. -8-ZONE DES FLYSCHS CRETACES ET EOCENES. -9-ZONE SANANDAJ/SIRJAN : substratum précambrien et paléozoïque, volcanisme cénozoïque important. -10-BLOC DE TABAS : substratum précambrien, présence d'Infracambrien et de Paléozoïque, couverture mésozoïque. -11-CHAÎNE TABAS/KERMAN : Paléozoïque rare, couverture triaso-liasique importante, orientation générale NS.

L'intensité de plissement diminue vers le flanc nord et dans ce flanc nous avons les formations métamorphiques du Précambrien. Il semble que la direction de l'Alborz soit une direction ancienne qui a été attribuée au Précambrien. Les régressions et les transgressions se succèdent à un rythme d'autant plus rapide que l'on se rapproche des phases paroxysmales de plissement. Ces dernières sont surtout marquées durant le Cénozoïque.

La chaîne de l'Alborz par la chaîne de Hindu-Kush rejoint la chaîne du Pamir (M. Gansser).

V - 2. STRATIGRAPHIE DU BASSIN VERSANT ETUDIÉ

V - 2.1. Les couches les plus anciennes

Les couches les plus anciennes dans le bassin versant étudié sont les dépôts du Cambrien inférieur. A 50 km de Gonbad-e-Qabus vers l'ouest, aux environs de Fazel-Abad, les formations métamorphiques qui sont groupées sous le nom de schistes de Gorgan, ont été attribuées au Protérozoïque et constituent le socle des dépôts sédimentaires du bassin versant étudié. Le contact du Cambrien inférieur et des schistes de Gorgan n'est pas connu. La lithologie des schistes de Gorgan est la suivante :

Schistes sériciteux et chloriteux, métadiabases chloritisées, tuffeuses avec des coulées ou des dykes. La chloritisation est générale et le quartz secondaire est abondant. Les couches les plus anciennes observées sur ces schistes sont les dépôts marins du Dévonien moyen.

V - 2.2. Cambrien

Du système cambrien nous n'avons que la série du Cambrien inférieur.

La coupe-type de cette série a été levée par M. Assereto (1963) dans l'Alborz Central et son épaisseur est d'environ 600 mètres. Cette formation est groupée sous le nom de Formation de Lalun et consiste en grès arkosiques silicifiés et à stratification entrecroisée. Il semble que ces grès soient le résultat de l'érosion d'une masse de granite et de roches métamorphiques, car ils contiennent de l'apatite et du grenat. L'existence de glauconie et de grains de phosphate dans ces grès montre qu'ils se sont déposés dans une mer peu profonde. Au-dessus de ces grès, reposent des schistes et des grès rouges. La partie supérieure de cette formation est constituée de grès arkosiques blancs qui ont été nommés "Top Quartzite". Dans la région étudiée, la Formation de Lalun affleure au sud de la route de Chah Passand - Minu-Dacht et le long de la route menant à Khosh-Yeylagh.

Des traces fossiles n'ont été trouvées que dans les schistes. On les rapporte au genre de trilobite "Redlichian" qui caractérise le Cambrien inférieur.

A la base de la formation de Lalun se trouve des basaltes altérés et des grès pourprés qui pourraient donc être plus anciens que le Cambrien.

Les affleurements de Cambrien moyen et supérieur sont pratiquement inexistantes.

Dans la région étudiée, au-dessus du Top Quartzite et au-dessous du conglomérat de base du silurien et des basaltes du silurien, on trouve des schistes micacés et des grès verts sans fossiles qui ressemblent aux formations du Cambrien moyen et supérieur dans d'autres secteurs de l'Alborz.

Le contact inférieur de cette formation n'est pas visible mais le contact supérieur est bien exposé à Minu-Dacht et Khosh-Yeylagh. A Minu-Dacht, elle est recouverte par les basaltes du silurien, mais à Khosh-Yeylagh, elle est recouverte par le conglomérat de base du Silurien. Ce conglomérat n'existe pas à Minu-Dacht.

V - 2.3. Silurien

Le Silurien qui, dans l'Alborz orientale s'appelle formation de Soltan-Maidan, consiste en une épaisse série de coulées volcaniques de type basaltique.

La coupe-type de cette formation a été décrite au NE de Tabas dans la chaîne de Ozbak-Kuh par M. Stöcklin (1965). Son épaisseur est de 450 mètres. Elle se compose principalement de calcaires bruns à coraux avec intercalation de dolomies et une épaisse zone de dolomies à la base.

Dans la région étudiée, l'âge de cette formation ne peut être donné qu'en fonction de sa position dans la série stratigraphique de l'Alborz oriental.

Cette formation repose en concordance sur les shales verts du Cambrien supérieur et est surmontée par la formation du Devonien. A Khosh Yeylagh, le contact se fait par l'intermédiaire d'un conglomérat de base. Dans cette région, elle se compose de coulées de basaltes plus ou moins massifs souvent porphyriques ou vacuolaires et quelquefois avec des filons de quartz. En cet endroit, l'épaisseur de la formation de Soltan-Maidan est à peu près de 500 mètres. La caractéristique de ces affleurements est déterminé par la présence de deux niveaux conglomératiques à la base et au sommet de la formation.

Dans la région de Minu-Dacht, elle se compose de coulées de basaltes assez semblables à celles de Khosh-Yeylagh. L'épaisseur de ce basalte est très variable. Son maximum est d'à peu près 500 mètres. Quelques passées de conglomérats sont interstratifiées dans les laves. Les galets, là aussi sont très arrondis, moins gros qu'à Khosh-Yeylagh, et essentiellement basaltiques.

V - 2.4. Devonien - Carbonifère

Ces formations couvrent la plupart de la région étudiée et consis-

tent en grès, schistes, calcaires gréseux fossilifères, calcaires dolomitiques et calcaires noirs fossilifères.

Le Devonien supérieur a un faciès de transgression et est plus gréseux. Vers le carbonifère inférieur, la profondeur de la mer augmente graduellement et les dépôts du carbonifère sont plus carbonatés (calcaire). Ces calcaires contiennent des Brachiopodes (*Spirifer*, *Productus*) et des coraux. Des fissures de ces calcaires ont été remplies par de la calcite.

V - 2.4.1. Devonien

Les formations du Devonien inférieur dans l'Alborz oriental ont été groupées sous le nom de Formation de Padeha.

Les affleurements de la Formation Padeha à Minu-Dacht montrent des grès et des quartzites de couleur rose à rouge et dans la vallée de Ramiyan, elle se compose de gypses et de sédiments dolomitiques et détritiques. A Khosh-Yeylagh, la formation de Padeha débute par un conglomérat de base polygénique au-dessus duquel nous avons des shales, des coulées de basalte, des alternances de grès roses à blancs et de shales colorés et enfin des calcaires et dolomies jaunâtres à verdâtres. L'épaisseur de Padeha à Khosh-Yeylagh est à peu près de 200 mètres.

La formation de Padeha marque la fin d'un cycle de sédimentation continental - marin - continental, qui avait commencé au Cambrien inférieur.

Les formations du Devonien moyen et supérieur dans cet endroit ont été groupés sous le nom de Formation de Khosh-Yeylagh. Les sédiments de la coupe-type à Khosh-Yeylagh d'après M. H. Bozorgnia sont les suivantes :

Conglomérat avec galets de basaltes, de quartzites et de dolomies. Ce conglomérat marque le contact avec la formation de Padeha et correspond à une transgression. Sur le conglomérat, nous avons des shales, grès, dolomies, calcaires, marnes grises, gris-bleu, brun-gris, rouge-brun, avec de nombreux brachiopodes, rugueux, bryozoaires et conodontes, avec une épaisseur d'à peu près 1 300 m. La formation sus-jacente est celle du carbonifère inférieur, qui est essentiellement calcaire.

Nous avons des affleurements de la Formation de Khosh-Yeylagh dans la région de Minu-Dacht, la vallée de Ramiyan, Pass-Pochteh, Gozdawi et No-Deh.

V - 2.4.2. Carbonifère

Le Carbonifère inférieur a été décrit par M. Assereto à Mobark-Abad (à l'E de Téhéran) et a été groupé sous le nom de Formation de Mobark. Du point de vue lithologique, cette formation est constituée de calcaires noirs fossilifères avec des intercalations de marnes noires dans la partie inférieure. L'épaisseur de cette formation sur la coupe-type est de 450 m. La formation sus-jacente est celle des calcaires du Permien qui est discordante sur la Formation de Mobark.

La Formation de Mobark comporte deux membres qui ont été observés sur tout le terrain étudié. Le membre inférieur est calcaire noir et massif, riche en veines de calcite, le membre supérieur se compose de shales, marnes de couleur grise à noire à la base et jaunâtre en surface au sommet. Quelques bancs décimétriques de calcaires marneux sont intercalés dans les shales. Les macrofossiles sont mal conservés et consistent en brachiopodes, gastéropodes et coraux.

Dans les régions de No-Deh et au S-E de Chah-Passand, au sud de la route menant à Minu-Dacht et surtout dans la vallée de Ramiyan près du village de Bager Abad, la Formation de Mobark est surmontée par des calcaires gréseux, calcaires et grès. Les fossiles de ces sédiments qui consistent principalement en foraminifères ont été étudiés par M. Lys

et ont été attribués au carbonifère supérieur. Le contact supérieur de cette formation avec le Permien inférieur est difficile à mettre en évidence. Dans la région de No-deh et la vallée de Susera, nous avons des basaltes porphyriques associés à des calcaires appartenant au carbonifère supérieur. La coupe-type du carbonifère supérieur a été étudiée dans la vallée de Ramiyan où a été définie la Formation de Bager Ahad.

V -2.5. Permien - Trias

Le Permien débute par les grès et schistes discordants sur leur substratum qui sont recouverts par des couches de calcaires, qui constituent la plus grande partie du Permien. Les fossiles de ces calcaires sont des fusulines et des brachiopodes. Le Permien passe graduellement au Trias et il est difficile de mettre en évidence le contact de ces deux formations.

V - 2.5.1. Permien

Dans l'Alborz oriental, le Permien a été groupé comme suit :

Parmirien	Formation de Nessen
Murgabien	
Kubergandien	Formation de Ruteh
Artinskien	
Sakmarien	Formation de Dorud
Asselien	

V - 2.5.1.1. Formation de Dorud.

Cette formation dans la région de Geshlagh et Til Abad transgresse sur la Formation de Mobark avec un contact discordant. Le conglomérat de base du Permien dans la région de Til-Abad repose sur la Formation de Mobark. Ce conglomérat montre des galets calcaires du Carbonifère inférieur.

La lithologie de la formation Dorud à Til-Abad consiste en conglomérats polygéniques, alternances de grès jaunâtres et shales rouges, tufs verts et basaltes, calcaires gréseux, calcaires bréchiques, calcaires marneux et calcaires massifs jaunâtres. L'épaisseur de cette formation est d'à peu près 55 mètres.

Dans la région de Geshlagh, la Formation de Dorud débute par des sédiments gréseux et l'épaisseur de cette formation est moindre qu'à Til Abad (à peu près 60 m). Dans cette région, un affleurement tectonisé composé d'agglomérats de galets de basalte et d'andésite semble se rattacher à la Formation de Dorud. Dans la vallée de Ramiyan à Bager Abad, le contact de la formation de Dorud avec le carbonifère supérieur est sans coupure et la limite entre le Permien et le Carbonifère supérieur ne peut pas être déterminée précisément. A Seyyed-Kalateh, ce contact est marqué par une couche de shales qui, reposant sur des grès et calcaires gréseux, ont été attribués au Carbonifère supérieur. La lithologie de la Formation de Dorud dans cette région consiste essentiellement en calcaires à fusulines blancs ou gris.

Le contact supérieur de la Formation de Dorud est difficile à mettre en évidence. Les fossiles de la formation de Dorud sont essentiellement des foraminifères et des algues.

V - 2.5.1.2. Formation de Ruteh

La coupe-type de cette formation a été levée dans la vallée de Jajeh-Rud (N-E de Téhéran) par M. Assereto (1964). Cette formation con-

siste en calcaires biogéniques de couleur grise à noire qui reposent sur la formation de Dorud et sont en pseudo-concordance avec les calcaires oolitiques et bréchiques de la formation d'Elika.

Les calcaires de Ruteh sont riches en bryozoaires, brachiopodes et coraux. Sur l'ensemble de la région étudiée, la formation de Ruteh débute généralement par des calcaires et calcaires dolomitiques faisant suite à la formation de Dorud et il est difficile à mettre en évidence la séparation.

Au Sud-Ouest de la région étudiée, sur le flanc S-E et le flanc N-W du synclinal de Geshlagh et dans la vallée de Ramiyan les calcaires dolomitiques sont surmontés par des dépôts paraliques à continentaux. Ces dépôts consistent en shales, grès, argiles avec quelques passées ferrugineuses et charbonneuses.

Les dépôts calcaires du Trias surmontent la Formation de Ruteh et on n'a pas observé de dépôts de la Formation de Nessen (Guadalupien supérieur à Djulfien). La coupe-type de la Formation de Nessen a été levée au N-W de Nessen (dans l'Alborz Central) par Glaus (1964) et sa lithologie consiste en shales marneux noirs, calcaires noduleux et calcaires à cherts.

V - 2.5.2. Trias

M. Glaus (1946) a défini la Formation d'Elika dont la base serait du Trias inférieur et le sommet monterait jusqu'au Ladimien. La coupe-type de la Formation d'Elika a été levée dans le village d'Elika (dans l'Alborz Central). La partie inférieure de cette formation qui a 95 m d'épaisseur est composée essentiellement de calcaires en plaquettes, calcaires marneux, calcaires vermiculés gris et jaunes. Les calcaires sont rarement dolomitisés. Les fossiles de cette partie sont de petits gastéropodes qui quelquefois sont hématisés, des foraminifères et des ostracodes.

La partie supérieure de cette formation a 200 m d'épaisseur et consiste en dolomies et en calcaires dolomitiques plus ou moins massifs de couleur grise et jaune. Cette partie de la Formation d'Elika n'a pas de fossiles et a été attribuée au Trias moyen.

Au contact des formations Elika et Ruteh se trouve une passée latéritique de grès quartzitiques plus ou moins ferrugineux et comme on l'a remarqué plus haut elle est pseudo-concordante avec la Formation de Ruteh mais il y a lacune de la Formation de Nessen. Dans l'Alborz, nous avons une phase de soulèvement du Carnien jusqu'au Rhetien et le Rhetien est en discordance sur la Formation d'Elika.

M. Alavi (1972) a trouvé des céphalopodes du Norien à la base de la Formation de Shemshak (Rhétien - Bathonien) dans la bordure nord de l'Iran Central. Dans la région étudiée, M. Stompfli (1976) a trouvé une association végétale rhétienne. M. Kipper (1975) a trouvé, lui aussi, des plantes rhétiennes dans l'Alborz Central. Dans la région étudiée, le Trias supérieur est économiquement important en raison de la présence de couches de charbon exploitables. Nous avons étudié avec les autres géologues du N.I.S.C. cette formation dans la région étudiée du point de vue des réserves de charbon et j'ai publié les résultats de mes études géologiques sur cette région en 1974 (NISC - Shahrud), et une partie de cette publication est reprise ci-dessous. Dans la région étudiée, nous avons divisé le Trias supérieur en deux membres :

Le premier membre a été nommé le membre de Gozdawi, défini dans la région de Gosdawi ; il consiste en grès et silts, shales gris, bleus, noirs avec des lentilles de charbon. A la partie inférieure de ce membre, nous avons un conglomérat polygénique. La base de ce membre vraisemblablement est le Rhétien inférieur. L'épaisseur de ce membre est de l'ordre de 650 mètres.

Le deuxième membre se compose de grès, silts, shales et bancs de charbons. Ce membre, avec une épaisseur de 1300 m, contient une vingtaine de bancs de charbon exploitables. Ce membre est désigné sous le nom de membre de Gheshlagh.

Dans la région de Kalat (à environ 25 km au sud de Chah-Passand), nous avons des affleurements de roches plutoniques, qui se composent de Diorites, Microdiorites, Microgabros. Ce pluton présente un métamorphisme de faciès schiste vert.

V - 2.6. Jurassique

Le Jurassique inférieur se compose d'un conglomérat monogénique, de grès, silts, shales clairs avec rares passées charbonneuses.

Dans la région de Gozdawi, Farsian et dans la vallée du Ramiyan, près de Bager-Abad sur les grès à galets de quartz de cette formation reposent les shales, marnes à bancs de calcaires et les calcaires bigarrés qui sont surmontés par les calcaires du Malm. Quelques ammonites et bivalves du Callovien ont été trouvés dans ces marnes.

La coupe-type du Jurassique supérieur (Oxfordien - Tithonique) a été levée par M. Assereto (1966) en l'Alborz central, dans la vallée de Lar (à l'ouest de Damavand) et a été désignée sous le nom de Formation de Lar. Cette formation consiste en calcaires micritiques clairs avec intercalations de bancs de cherts (250 - 350 m). La prédominance des micrites dans la Formation de Lar permet de différencier cette formation des calcaires du Jurassique moyen à Ramiyan, Gozdawi et Farsian. En plusieurs points cette formation est en discordance sur les formations sous-jacentes. La formation de Lar est bien répandue dans la région étudiée et dans la vallée de Ramiyan les sédiments du Crétacé inférieur surmontent la Formation de Lar, tandis que dans les autres secteurs de la région étudiée la partie supérieure de cette formation est toujours érodée.

V - 2.7. Crétacé

Le Crétacé constitue un cycle régressif et les formations appartenant à ce système se trouvent à Kuh-e-Ghalimoran au sud de Pa-ghaleh et dans la région de Til-abad. Dans la région de Pa-ghaleh, nous avons

le passage des calcaires supérieurs de la Formation de Lar aux marnes et argiles de couleur gris-bleu du crétacé inférieur et sur ces sédiments, nous avons des calcaires biodétritiques, calcaires micritiques, dolomies massives, conglomérats polygéniques, calcaires à orbitolines et des calcaires gréseux glauconieux et noduleux. Ces sédiments sont riches en coraux, gastéropodes, foraminifères, ammonites, ostracodes et bivalves. Les calcaires sont verts pâles et roses et quelquefois rouges. L'épaisseur du Crétacé dans cette région est d'à peu près 900 mètres.

Dans la région de Til-abad, la base du Crétacé se compose de dolomies sableuses et de calcaires marneux et au-dessus de ces sédiments nous avons des calcaires gris jaune et roses, relativement massifs, riches en foraminifères et fragments de bryozoaires et mollusques. Au Sud de Til-abad se trouve un affleurement de calcaires noduleux et silicifiés riches en spicules d'éponges (spongolites) qui appartiennent au Crétacé.

V - 2.8. Paléogène

A la base du paléogène, nous avons une discordance très visible et la sédimentation a commencé par un conglomérat et des grès rouges. Au Nord de l'Iran, ces sédiments ont été groupés sous le nom de Formation de Fajan. La coupe-type de la formation a été levée dans l'Alborz Central par M. Dellenbach (1964). Elle consiste en 1 500 m de grès rouges de conglomérats polygéniques, de marnes sableuses et de coulées de laves andésitiques (Paléocène - Eocène inférieur).

Cette formation couverte par des marnes gypsifères et des calcaires récifaux. La coupe-type de ces formations a été levée par M. Dellenbach près de Téhéran (Toukchale) où elle a une épaisseur d'à peu près 435 mètres. L'âge de cette formation désignée sous le nom de Formation de Ziarate s'étend jusqu'à l'Eocène moyen.

L'Eocène moyen à supérieur consiste en tufs, shales verdâtres

et coulées de lave. Cette formation est désignée sous le nom de Formation de Karaj et sur la coupe-type elle a une épaisseur de 3 256 m (M. Dedal, 1967).

Dans la région étudiée, les affleurements du Paléogène au Sud-Est de la région se composent de conglomérats, grès et argiles rouges, marnes et calcaires gréseuses à nummulites et gastéropodes. Le maximum d'épaisseur du Paléogène dans la région étudiée est d'à peu près 700 m.

Au Sud de la route de Chah-Passand - Minu-Dacht, nous avons quelques affleurements de calcaires avec de rares nummulites qui sont recouverts par les dépôts quaternaires. Ces calcaires ont été attribués au Paléogène et ils montrent que la mer du Paléogène a recouvert l'Alborz Oriental.

V - 2.9. Néogène

Dans la région étudiée, le Néogène consiste en conglomérats jaunes à rouges avec intercalation de grès et silts qui reposent en discordance sur les formations jurassiques. Les galets de ce conglomérat proviennent des formations paléozoïques, mésozoïques et paléogènes. Dans la région de Farsian - Vamena, l'épaisseur de cette formation varie de quelques mètres à 400 mètres. A 22 km à l'E de la région de Gozdawi, nous avons d'autres affleurements de Néogène qui reposent sur les calcaires de la Formation de Lar. L'âge des sédiments néogènes dans la région étudiée serait Pliocène.

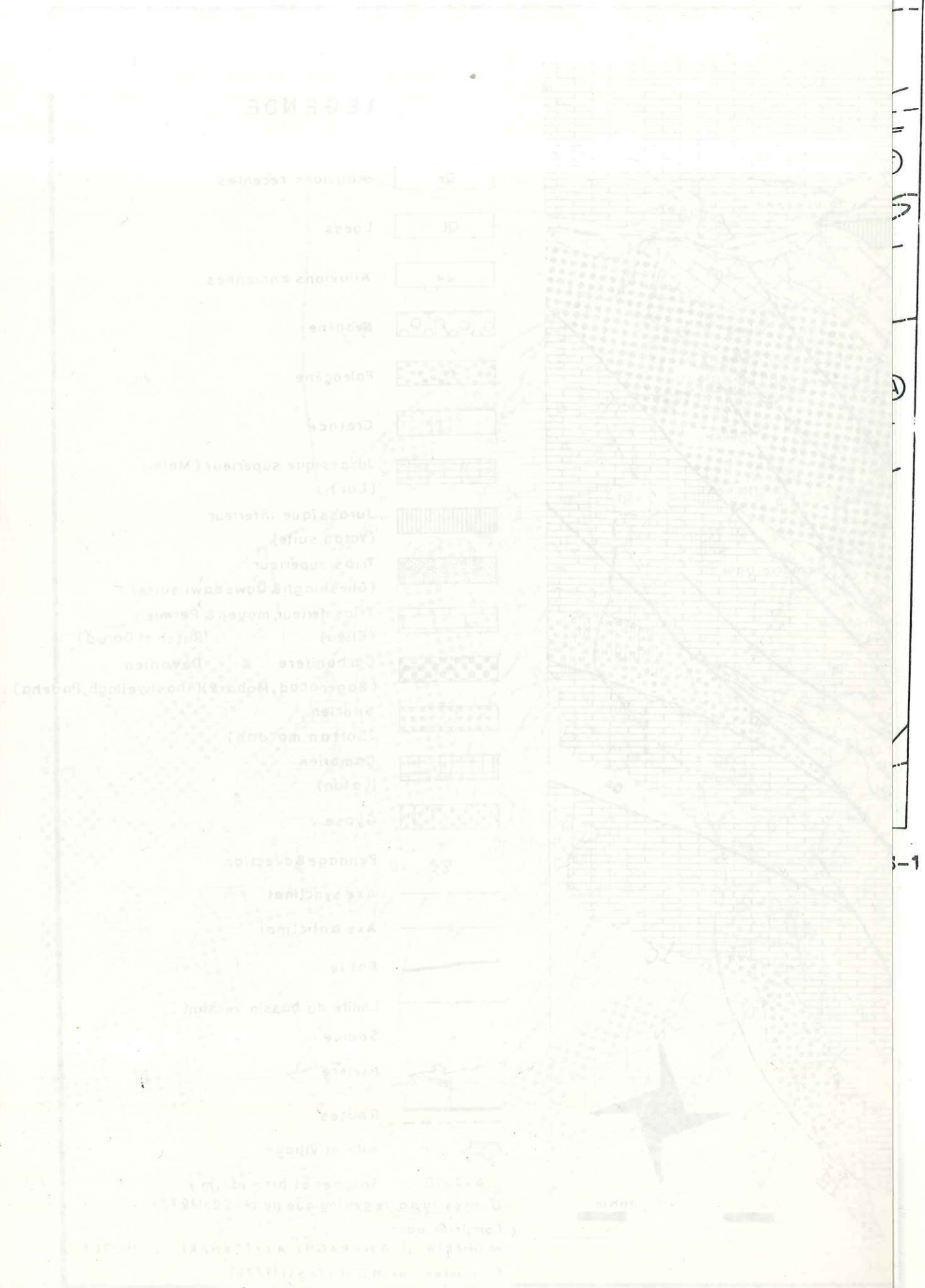
V - 2.10. Quaternaire

Nous étudierons les alluvions du bassin versant dans le chapitre suivant au point de vue de l'hydrogéologie.

Le long de la vallée de Chah-Passand menant à Til-abad et le long de la vallée de Ramiyan menant à Saleh, on peut observer des ter-

rasses qui reposent à différentes altitudes. Les terrasses sont composées de conglomérats plus ou moins cimentés, d'argiles, de marnes, de cailloux et de loess. Les loess couvrent de grandes surfaces de la plaine. Les dépôts du Quaternaire correspondent au remplissage de paléovallées dues à l'érosion à la suite du soulèvement général de la région après le dépôt du Néogène.

Les anciens dépôts quaternaires sont hétérogènes et horizontaux ou subhorizontaux. Les ciments sont peu abondants et les dimensions des galets sont différentes. Ces dépôts sont discordants sur les dépôts antérieurs.



sont compo-
marnes, de
es de la
age de pa-
al de la

horizontaux
mensions des
s dépôts an-

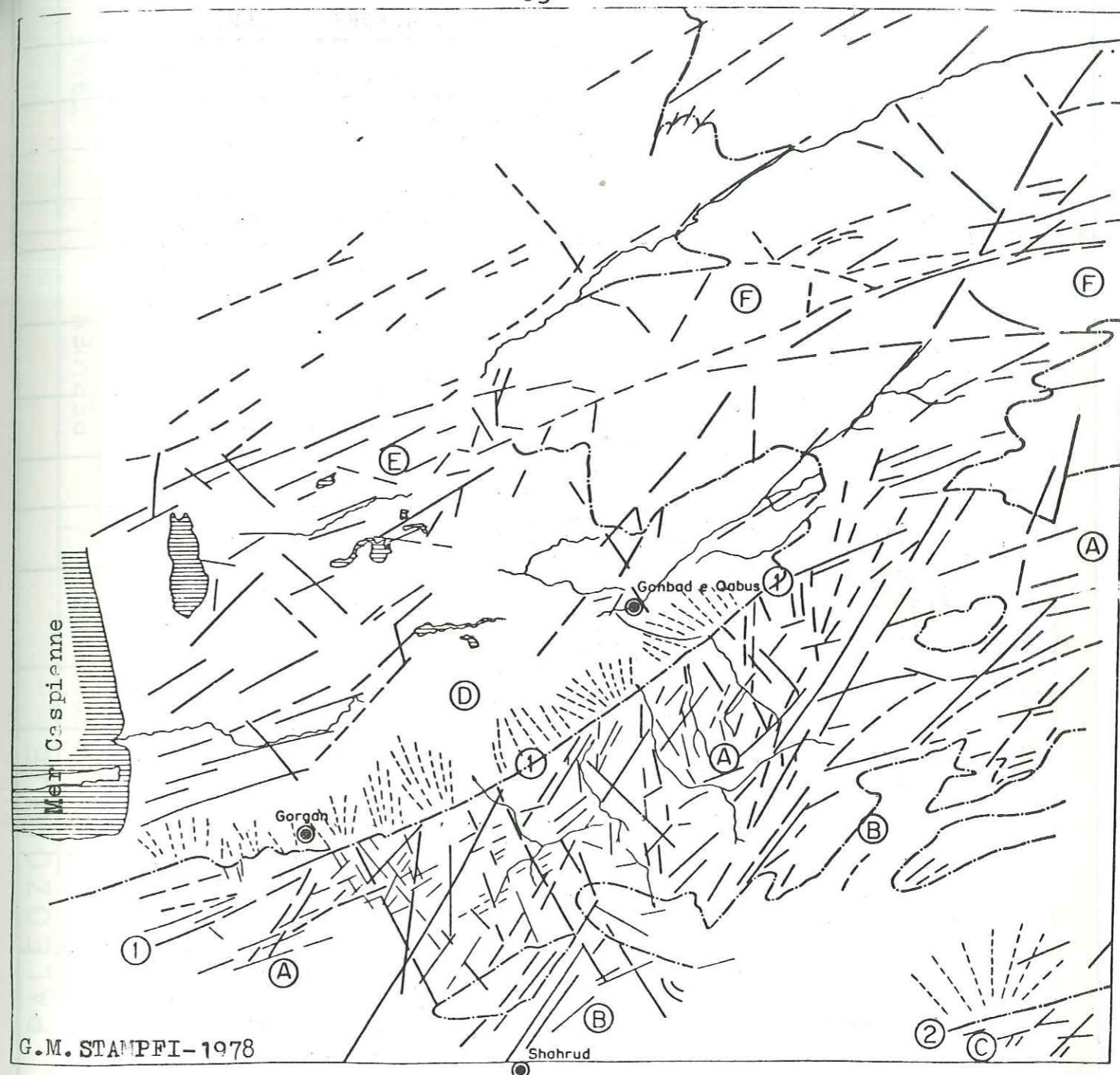


LEGENDE

- Qr Alluvions récentes
- Ql Loess
- Qa Alluvions anciennes
- Néogène
- Paleogène
- Cretacé
- Jurassique supérieur (Malm) (Lar)
- Jurassique inférieur (Vatan suite)
- Trias supérieur (Gheshlagh & Qowzdawi suite)
- Trias inférieur, moyen & Permien (Elika) (Ruteh et Dorud)
- Carbonifère & Devonien (Bagerabad, Mobark)(Khoshyeilagh, Padaha)
- Silurien (Soltan maïdan)
- Cambrien (Lalun)
- Gypse
- Pendage & direction
- Axe synclinal
- Axe anticlinal
- Faille
- Limite du bassin versant
- Source
- Rivière
- Routes
- Ville et village
- Δ 2570 Sommet et altitude(m.)

D'après la carte géologique de N.I.S.C. (1973)

Complète par:
M.GHERTASSI A.NARAGHI A.EFTEKHARI L.ECHCOLA
Complète par M.GHERTASSI (1978)



Analyse photo-interprétative d'après les photos du satellite ERTS-1

A	Alborz	Faille:	
B	Fore-deep	1	Limite Sud de la plaine de Gorgan
C	Rift de Sabzevar	2	Faille de Chahrud
D	Plaine de Gorgan	---	Limite approximative des dépressions récentes
E	Rivière Atrak		
F	Kopet-Dagh W		

STRATIGRAPHIE

FORMATION (*)

LITHOLOGIE

NEOZOIQUE	QUAT.	HOLOCENE		Alluvions récentes, Loess			
		PLEISTOCENE		Alluvions anciennes			
	NEOGENE	PLIOCENE	HEZAR DARREH		Conglomérats et grès ocres		
		MIOCENE	UPPER RED BEDS		Conglomérats, grès et marnes gypseuses, ocres		
	PALEOGENE	OLIGOCENE	KARAJ		Grès et shales verts		
		EOCENE					
		PALEOCENE	ZIART		Calcaire à nummulites		
			FAJAN		Conglomérats et grès rouges		
	CRETACE	Sup.	MAESTRICHTIEN				
			Senonien	CAMPANIEN	GHALIMORAN	Calcaire crayeux à silex	
				SANTONIEN			
		CONIACIEN					
		TURONIEN					
		CENOMANIEN					
		Inf.	ALBIEN	JAMI - SHURAN		Calcaire à orbitolines	
			APTIEN				
		Necomien	BARREMIEN	PAQUALEH		Argiles, calcaires et grès	
			HAUTERVIAN				
	VALANGINIEN						
BERRIASIEN							
Sup.	Tithonique	PURBECKIEN	LAR	Calcaire micritique à silex et Calcaire biodétrique, localement dolomitises			
		PORTLANDIEN					
		KIMMERIDGIEN					
OXFORDIEN							
JURASSIQUE	Moy.	CALLOVIEN	FARSIAN				
		BATHONIEN					
	BAJOCIEN						
	Inf.	AALENIEN	SHEMSHAK	VATAN SUITE	Grès, siltstones, argiles, passées de conglomérats à galets de quartz et passées charbonneuses		
		TOARCIEN					
		PLIENSACHIEN					
		SINEMURIEN					
	HETTANGIEN						
RHETIEN							
Sup.		GESHLAGH et QOWZDAWI SUITE					
	NORIEN						

PALEOZOIQUE

TRIAS
PERMIEN
CARBONIFERE
DEVONIEN
SILURIEN

SUI.	NORIEN			
	CARNIEN			
MOY.	LADINIEN			
	ANISIEN	ELIKA	Dolomie grise, calcaire en plaquettes, shales et grès ferrugineux à la base	
INF.	SCYTHIEN			
SUP.	PAMIRIEN	GHESHLAGH	Calcaire noir à silex, grès et shales à la base	
	MURGHABIEN			
	KUBERGANDIEN			
INF.	ARTINSKIEN	RUTEH	Calcaire micritique brun	
	SAKMARIEN	DORUD	Calcaire blanc à algues et fusulines, dolomie, grès et shales à la base	
	ASSELIEN			
SUP.	GZELIEN	GHESSEL-GHALEH	Calcaire oolithique beige	
	KASIMOVIAN			
	MOSCOVIEN		Calcaire gréseux et grès	
	BASHKIRIEN			
	SERPUKOVIAN			BAGHERABAD
	WISEEN			MOBARAK
INF.	TOURNAISIEN			
	FARMENNIEN			
SUP.	FRASNIEN	KHOSHYEILAGH	Dolomies, calcaires, marnes	
	GIVETIEN			
MOY.	EIFELIEN			
	COBLENIEN	PADEHA	Grès rouges et blancs	
INF.	GEDINNIEN			
	LUDLOVIEN			
SUP.	WENLOCKIEN	SOLTAN MAIDAN	Basaltes et andésites	
	LLANDOERIEN			
SUP.	ASHGILLIEN			
	CARDOCIEN			
MOY.	LLANDEILEN	MILA ?	Shales verts micacés et sableux à pistes de vers	
	LLANVIRIEN			
	ARRENIGIEN			
INF.	TREMADOCIEN			
	CAMBRIEN	LALUN	Grès rouges, basaltes interstratifiés à la base, Top quartzite blanche.	

INFRACAMBRIEN

(*) Les symboles utilisés sur la carte géologique.

V - 3. TECTONIQUE

V - 3.1. Généralités

Le Service Géologique d'Iran (G.S.I.) a réalisé une nouvelle période d'investigations géologiques. La première synthèse de l'histoire structurale et tectonique de l'Iran, basée sur ces nouvelles découvertes, a été proposée par M. STOCKLIN (1968) (Fig. 17). Notre étude est donc basée sur les publications du G.S.I. et celle de M. STAMFI (1978).

Comme nous l'avons dit plus haut, la région étudiée se situe dans l'Alborz Central. Cette chaîne est formée de structures méga-anticlinales avec des anticlinaux et synclinaux complexes accompagnés de failles importantes.

En général, les grandes failles de la région ont des directions approximativement parallèles et leurs pendages sont approximativement semi-verticaux, aussi, en raison de ces caractères, nous avons souvent les structures de horst et graben.

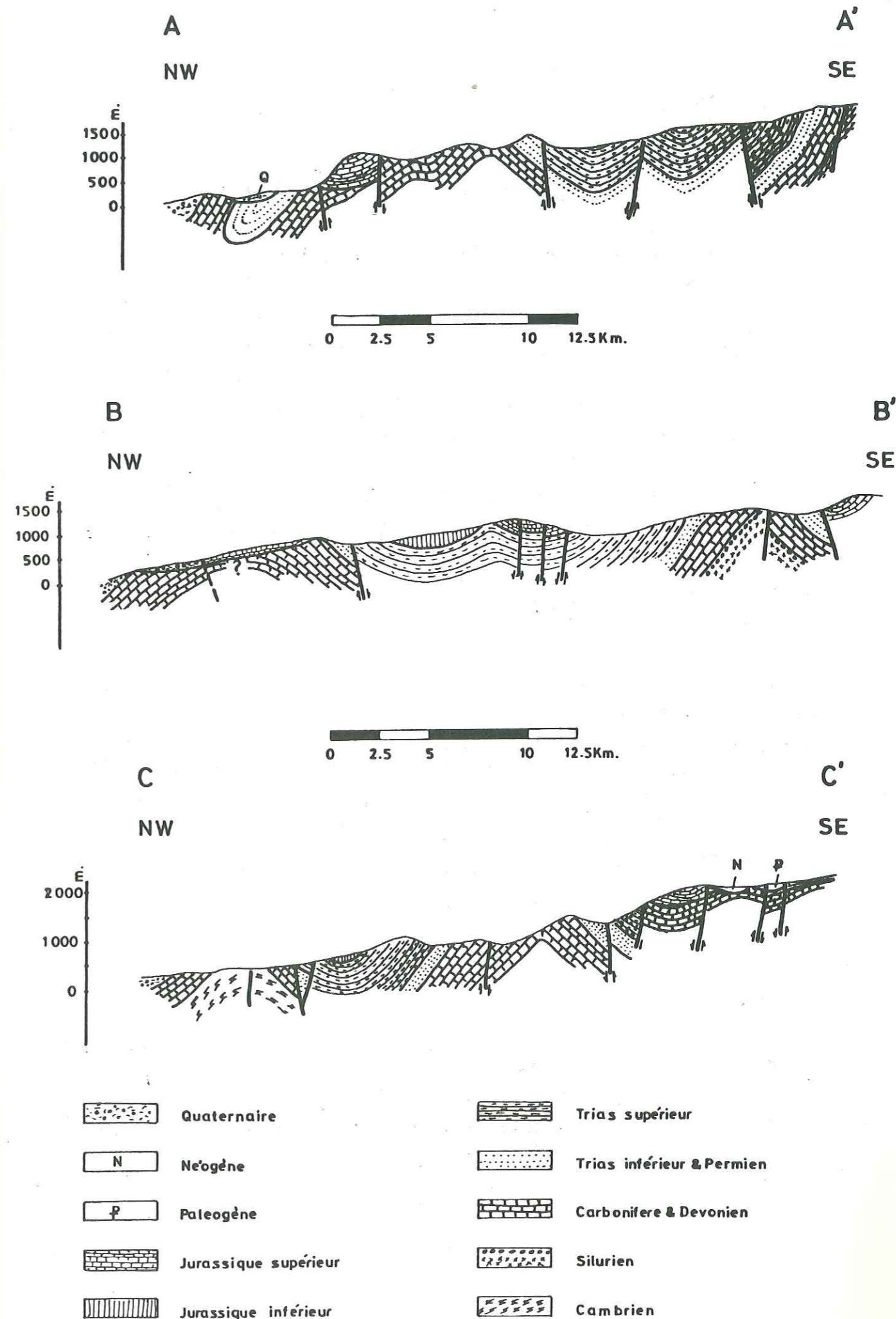
Comme le montre la carte géologique à l'Ouest de la route menant à Chahrud, nous avons deux anticlinaux (Khosh Yeylagh et Ramiyan) et un synclinal (Gheshlagh). A l'est de cette route, nous avons deux synclinaux (Vamena et Takht) et deux anticlinaux (Kharamkeru et Dowzeyn). Les axes de ces structures sont approximativement parallèles (NE-SW).

La route menant à Til Abad est parallèle à un accident tectonique qui coupe toutes les formations du sous-bassin versant de Khormalu. Cet accident est bien précis à la région de Kalat.

V - 3.2. Plis importants de la région

1 - Anticlinal de Khosh Yeylagh.

Situé au Sud du bassin versant étudié. On peut voir dans cet anticlinal les sédiments allant du Cambrien (Lalun) jusqu'au Jurassique



inférieur au flanc nord, tandis qu'au flanc sud une grande faille a mis les calcaires du Trias à côté de la formation du paléogène. Cet anticlinal est coupé par cinq failles qui ont des directions approximativement parallèles à l'axe de l'anticlinal. Les sources captées dans la vallée de Khosh Yeylagh sont directement liées aux fractures qui affectent les formations de l'anticlinal de Khosh Yeylagh et elles indiquent la direction de drainage des failles de cet anticlinal.

2 - Synclinal de Gheshlagh.

Situé au Nord de l'anticlinal de Khosh Yeylagh, cette zone a subi une compression tectonique intense.

La plus grande partie de cette zone est formée par les grès, argiles et shales, qui ne sont pas imperméables. Malgré cela, en plusieurs endroits, nous avons de petites sources qui sont liées aux failles, dont trois sont importantes. Toutes les sources des villages situés dans ce synclinal sont sur les lignes de failles.

3 - Anticlinal de Kharamkeru.

Situé au Sud de Minu Dacht. Cette zone a été soumise à des compressions tectoniques intenses, et l'on observe au centre de l'anticlinal des coulées basaltiques du Silurien, qui ont été soulevées par les accidents tectoniques.

Au Sud de cet anticlinal se trouve le synclinal de Thakht, dont la structure montre aussi de fortes compressions tectoniques. Les failles jouent le rôle de drain dans cette région.

4 - Anticlinal de Dowzeyn.

La plus grande partie de cette zone est constituée par les calcaires allant du Dévonien jusqu'au Trias. Sur le flanc sud de l'antici-

nal, une grande faille a mis les calcaires du Malm à côté des calcaires paléozoïques. Les grandes failles ont une direction NE-SW, c'est-à-dire parallèle à l'axe de l'anticlinal. Les calcaires de cet anticlinal sont fissurés, mais la majorité des fissures est recimentée par des dépôts de calcite.

Les sources de cette zone sont liées aux fractures qui affectent les calcaires du Dévonien jusqu'au Trias.

Au Sud de cet anticlinal se trouve le synclinal de Vamena. Dans cette zone, il y a de très nombreuses failles (NE-SW) et cassures. Ce synclinal est constitué par les formations du Mésozoïque et sur le flanc sud du synclinal une grande faille met les formations du Mésozoïque en contact avec celles du Paléogène. Dans cette zone, le Néogène repose en discordance sur les formations du Malm et du Trias supérieur.

Les sources de Vamena, Farsian et Gozdawi montrent que les failles drainent les eaux vers le SW ou bien vers la vallée menant à Chah Passand.

V - 3.3. Histoire orogénique du bassin versant étudié

Les principales phases orogéniques et épirogéniques sont distinguées comme suit :

- 1 - Epéirogénèses paléozoïques
- 2 - Epéirogénèses mésozoïques
- 3 - Plissement alpin.

1 - Epéirogénèses paléozoïques.

a - Epéirogénèses calédoniennes.

Dans la région étudiée, deux phases détritiques grossières marquent assez bien les épéirogénèses ardennaise (Silurien / Dévonien) et taconique (Ordovicien / Silurien). Ces deux passées détritiques sont, d'une part le conglomérat de base de la Formation de Soltan-Maidan, et, d'autre part, celui de la Formation de Padeha.

Le conglomérat renferme de nombreux éléments de roches anciennes, dont des roches intrusives et effusives acides pouvant provenir du socle. Accompagnant ces dépôts détritiques, on trouve des épanchements volcaniques importants. Des coulées et des conglomérats moins importants se retrouvent dans le sommet du Dévonien inférieur et à la base du Dévonien moyen (base de la Formation de Khosh Yeylagh). Ces épéirogénèses amènent les dépôts du Dévonien inférieur ou moyen à reposer sur des termes plus anciens allant jusqu'au Cambrien.

A Khosh Yeylagh, ces dépôts détritiques régressifs sont accompagnés par des épanchements volcaniques et sont suivis d'un conglomérat (20 à 30 m) comportant des éléments semblables au conglomérat de la base de la Formation de Padeha. Le caractère distensif de ces épéirogénèses est mis en évidence par le fait que ces deux conglomérats encadrent les trappes de la Formation de Soltan-Maidan. Ces épanchements volcaniques commencent avant l'arrivée des matériaux détritiques grossiers et se perpétuent jusqu'au retour de la sédimentation calcaire-dolomitique de la base de la Formation de Khosh Yeylagh.

L'autre phase épéirogénique calédonienne est la phase baïkalienne qui amène le "top quartzite" de la Formation de Lalan à reposer localement sur des roches précambriennes, alors que la Formation elle-même est généralement concordante sur l'Infra-cambrien.

b - Epéirogénèses hércyniennes.

Cette épéirogénèse amène le Permien inférieur à reposer sur différents termes du Paléozoïque, parfois jusque sur le Cambrien et provoque une lacune aussi générale du carbonifère moyen et supérieur. Les seules séries continues marines du Carbonifère moyen et supérieur se retrouvent dans le flanc nord de l'Alborz.

2 - Epéirogénèses mésozoïques.

a - Jurassique et Trias (phase éocimmérienne et cimmérienne).

Dans la région étudiée, la formation de Lar repose sur des formations comprises entre Trias supérieur et Dévonien.

L'étude de l'évolution verticale des dépôts détritiques grossiers trouvés dans les formations du Rhétien jusqu'au Toarcien donne des renseignements précieux sur les phases épéirogéniques du Trias et du Jurassique. En partant de la base de la Formation, on peut observer une discordance angulaire. Durant le Carnien et le Norien, le relief formé pendant la phase éolimmérienne va s'atténuer. Le caractère principalement calcaire des formations explique l'absence de conglomérat de base, l'érosion se faisant par dissolution.

Les premières passées conglomératiques donnent des renseignements supplémentaires sur l'origine du matériel détritique du membre inférieur du Trias supérieur. Ces conglomérats contiennent des fragments de roches arrachés aux formations sous-jacentes qui devaient affleurer sur le bord nord de la chaîne ou dans la plaine de Gorgan, ils contiennent aussi en

assez grand nombre de galets de radiolarites et de tuffites vertes. On peut penser que l'orogénèse éocimmérienne a amené à la surface des roches de type océanique, se trouvant à l'emplacement de la Caspienne. Un millier de mètres plus haut, on trouve une autre passée conglomératique, qui comme les suivantes ne contient plus que du matériel quartzeux. Celui-ci provient en majeure partie des schistes de Gorgan, donc d'une région plus proche que le matériel des premiers conglomérats.

D'autre part, les galets ont une taille inférieure à celle des galets de radiolarites ou de tuffites des premiers conglomérats. On peut donc imaginer que le relief engendré par l'orogénèse éocimmérienne s'adoucit et que le horst qui va occuper la partie nord de la chaîne est en train de se constituer, marquant un changement radical dans les compressions qui affectent toute la région Caspienne. Ce changement va marquer de plus en plus, avec d'une part la montée du horst durant tout le Lias supérieur et le Dogger, et, d'autre part, par l'effondrement de la partie sud Caspienne et l'invasion par la mer de cette nouvelle dépression à partir du Callovo-oxfordien. Le mouvement de subsidence est certainement à l'origine des phases épéirogéniques éocimmériennes du Malm et Dogger. La phase paroxymale de l'orogénèse cimmérienne se situerait au Carnien-Norien pour la plateforme iranienne et la région sud-Caspienne.

b - Crétacé (phases alpines initiales).

Les discordances au sein des séries crétacées sont nombreuses en Iran et l'on peut en trouver à presque tous les niveaux. Cependant, la discordance majeure de cette époque se situe dans le Crétacé inférieur au Barrémo-Aptien. Cette époque est marquée par la transgression de la mer après une régression généralisée ayant débuté par endroit au Malm. Elle est marquée aussi par une phase épéirogénique ayant affecté la presque totalité de l'Iran excepté le bassin caspien. Dans ce dernier, la sédimentation est pour ainsi dire continue depuis le Malm jusqu'au Crétacé supérieur, et dans la Caspienne elle-même jusqu'à maintenant. Ce sont dans les zones bordières que l'on trouvera les meilleures indi-

cations concernant l'historique des transgressions et des régressions, les lacunes y étant peu importantes et donc plus facilement datables.

La partie nord de la région étudiée se situe justement sur la bordure sud du bassin caspien et la série crétacée du Ghalimoran (Turonien et Sénonien) donne de bonnes indications au sujet des phases épéirogéniques et des principales transgressions et régressions. Le régime pélagique se poursuit depuis le Malm à travers la limite Jurassique-Crétacé et monte jusqu'au Berriassien, où des influences côtières se font déjà sentir. Le passage à une sédimentation terrigène caractérisant le Valanginien se fait rapidement. Cette période correspond à une conjonction entre la régression du Crétacé inférieur et l'accélération des mouvements épéirogéniques. L'Hauterivien se compose de dépôts côtiers et se termine par un faciès récifal à rudistes suivi d'une passée rouge marquant la limite de l'émersion. C'est à cette période que l'on peut placer le paroxysme de la phase épéirogénique de la fin du Néocomien. Cette phase se caractérise, dans le synclinal du Ghalimoran, par une passée conglomératique marquant la base des "calcaires à orbitolines". Ce conglomérat est polygénique et s'est déposé à la limite du bassin. On y trouve des galets de Permien supérieur, ce qui permet de mesurer l'ampleur des mouvements épéirogéniques.

3 - Plissement alpin.

En ce qui concerne le plissement alpin proprement dit, les déformations ont subi une évolution depuis la première phase compressive importante du Paléocène, jusqu'aux dernières dans le Néogène. Les résultats du plissement alpin sont les plis et les failles affectant l'Alborz, ainsi que les soulèvements structuraux faisant apparaître les formations pré-dévonniennes.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 03 54 27 - Fax 04 76 51 45 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

CHAPITRE VI

CARACTERES HYDROGEOLOGIQUES DES DEPOTS

- Caractères hydrogéologiques des alluvions
- Caractères hydrogéologiques des calcaires
- Sources

CHAPITRE VI

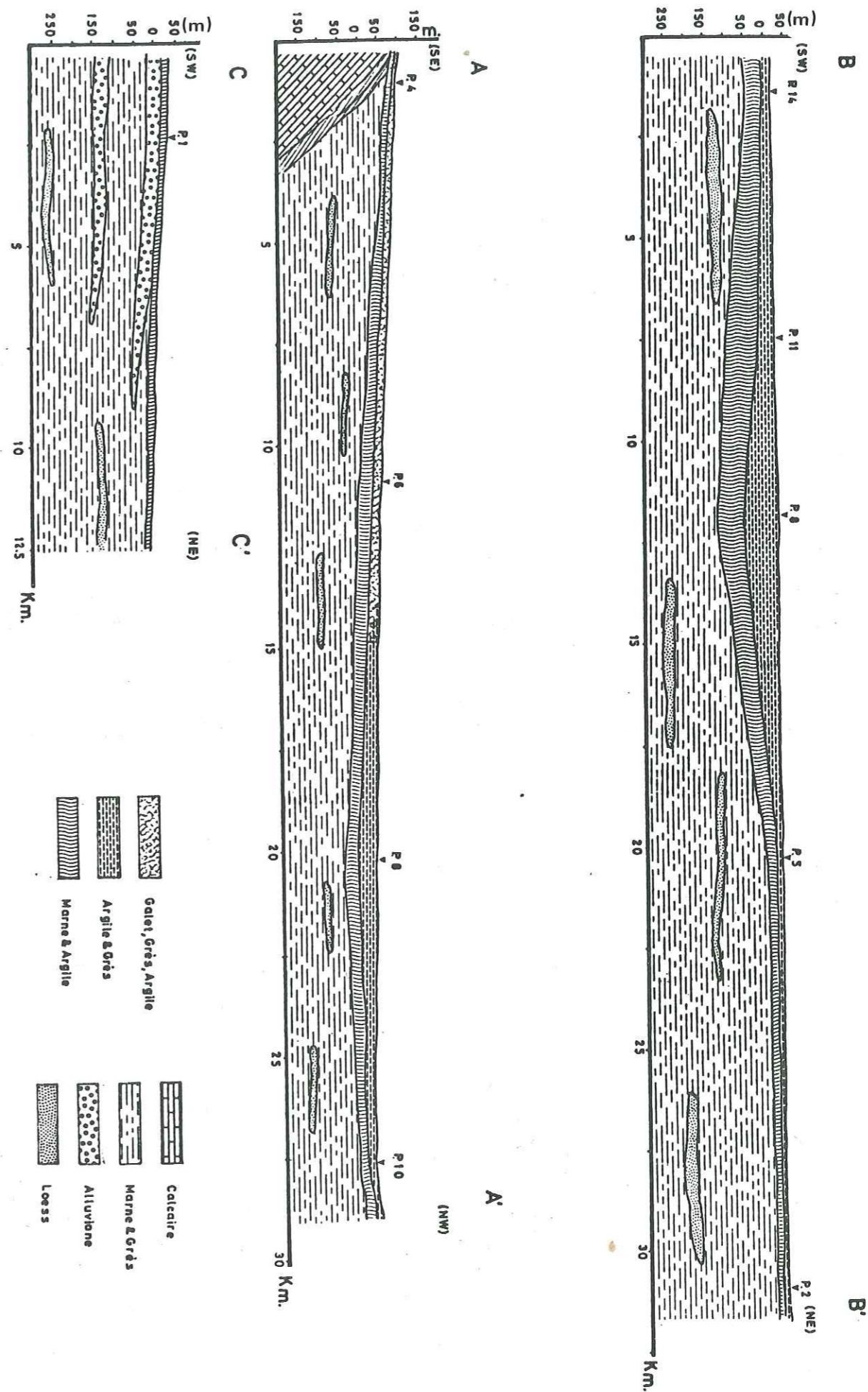
CARACTERES HYDROGEOLOGIQUES DES DEPOTS

VI - 1. CARACTERES HYDROGEOLOGIQUES DES ALLUVIONS

Pour définir les formations des immenses cones de déjection nous avons utilisé la carte topographique et les coupes lithologiques fournies par les puits et ganates. Les limites des parties nord des cones de déjection sont indiquées par le changement soudain de la pente topographique. Les coupes géologiques AA' et BB' et CC' montrent le développement des sédiments et l'interstratification des alluvions avec les dépôts lacustres. Les cones de déjection sont très importants du point de vue de l'exploitation de l'eau souterraine et nous allons étudier précisément chacun des cones de déjection du bassin versant étudié. (Fig. N° 19 et Planche N° 4).

1 - Cone de déjection de Ramiyan.

Ce cone de déjection a 40 km^2 de superficie et il est recoupé par la rivière de Ramiyan (Fig.19). La colonne lithologique du piézomètre N° 4 montre que cette zone d'alluvions repose sur les calcaires. Le niveau de l'eau est proche de la surface et quelquefois on peut avoir des sources. L'exploitation moyenne des puits profonds est de l'ordre de 50 l/s et celle des puits peu profonds est de l'ordre de 20 l/s.



Coupes géologiques de la plaine du bassin versant étudié.

2 - Cône de déjection de Chah-Passand.

Ce cône de déjection est recoupé par la rivière de Khormalu. Il a 140 km^2 de superficie. La pente moyenne topographique de ce cône de déjection est de $14/1000$. La lithologie du puits N° 3 à 200 mètres de profondeur montre que ce cône de déjection consiste en dépôts lacustres et en alluvions avec des horizons interstratifiés. A l'Est, ce cône de déjection est au contact des calcaires et il semble que ces calcaires soient au-dessous du cône de déjection. La transmissivité dans ce puits est de l'ordre de $9 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$.

3 - Cône de déjection de Minu-Dacht.

Ce cône de déjection est recoupé par la rivière de Narm-ab, et il a 80 km^2 de superficie. Sa pente a une direction SE-NW. Le puits artésien N° 1 (débit normal = 25 l/s et $T = 2,5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$) se trouve au centre de ce cône de déjection et confirme que les dépôts du cône de déjection reposent sur les calcaires du Paléozoïque. Dans ce cône de déjection, il y a une dizaine de puits profonds, dont le débit moyen est de l'ordre de 35 l/s et environ trois cents puits peu profonds à débit moyen de l'ordre de 15 l/s .

Au Nord, en certains endroits, les cônes de déjection sont recouverts par les dépôts éoliens qui sont également interstratifiés avec les grès et graviers du cône de déjection.

Pour prévoir la nature d'un système d'aquifère, il faut connaître les conditions de sédimentation et savoir où se trouvaient les anciens cours d'eaux et les torrents.

Le bassin versant étudié a été occupé plusieurs fois par la mer et à ce moment-là l'extension des dépôts d'alluvions des rivières dépendait des transgressions et régressions de la mer.

En raison de ce développement hétérogène et anisotrope des sédi-

ments, il est difficile de mettre en évidence la profondeur et la superficie de chaque système d'aquifère. Mais les études géophysiques et les études géologiques des coupes lithologiques ont donné les résultats suivants.

1 - Il y a une nappe phréatique proche de la surface, dont l'épaisseur varie entre 5 et 50 mètres. La surface de l'eau de cette nappe varie en fonction des précipitations, de l'évapotranspiration, des pompages des puits peu profonds et du retour de l'eau d'irrigation.

2 - Au-dessous de l'aquifère phréatique, il y a diverses couches imperméables ou semi-imperméables qui consistent en argiles et en silts. Ces bancs d'argiles et de silts séparent l'aquifère phréatique de l'aquifère profond. Nous avons donc une zone supérieure avec un aquifère phréatique et une zone profonde avec une série d'aquifères profonds qui sont isolés par des couches imperméables.

3 - Au piémont, à cause du changement soudain de la pente de la rivière, les matériaux grossiers ont été déposés, et plus loin on trouve des matériaux fins déposés par la rivière et pour cette raison au piémont nous n'avons qu'un système aquifère phréatique.

VI - 2. CARACTERES HYDROGEOLOGIQUES DES CALCAIRES

Dans la région, les calcaires paléozoïques et mésozoïques sont fortement plissés et présentent de nombreuses fissures et des veines de calcite dans ces calcaires confirment l'existence d'anciennes circulations. En surface les calcaires et dolomies du Trias ont été désagrégés par l'érosion, mais ils sont compacts dans leur masse. Les autres calcaires ont les mêmes caractères. En quelques endroits où les calcaires affleurent, se manifestent certaines sources, dont nous parlerons plus loin. En d'autres endroits les sources se trouvent au contact des calcaires avec les loess éoliens.

A l'Est de Minu-Dacht, on a constaté l'existence d'un système karstique dans les calcaires du Jurassique supérieur et il est possible de supposer qu'il se développe dans l'ensemble des calcaires du Jurassique supérieur du bassin versant étudié. L'alimentation de la plaine par ces karsts est indiscutable.

L'alimentation des nappes par les calcaires peut se faire des deux façons suivantes :

1 - Une faille normale au piémont met les calcaires du Trias au contact d'alluvions. Les alluvions sont alors alimentés directement par les eaux infiltrées dans les calcaires.

2 - Il a été remarqué plus haut qu'à quelques endroits les calcaires sont au-dessous des alluvions. Ces calcaires en surface ont des fissures et des cavités formées par les plissements et la tectonique. Vers la plaine où l'effet de la tectonique et des plissements est minimum, les fissures sont beaucoup moins développées et les calcaires sont plus compacts. Quand les eaux infiltrées dans les calcaires arrivent dans ce secteur, du fait de la compacité des calcaires, les eaux sortent dans les alluvions qui se trouvent au-dessus des calcaires.

VI - 3. SOURCES

Dans la région étudiée, il y a plusieurs sources dont l'alimentation provient immédiatement des rivières et dans quelques cas le temps entre l'infiltration et la resurgence est petit. Les débits de ces sources ne sont pas considérables et pour cela nous ne les avons pas étudiés en détail. Nous avons classé les sources importantes de la région en deux grands types selon leur mode d'apparition :

1 - Sources liées à des accidents tectoniques, soit fractures superficielles, soit accident tectonique important.

2 - Sources liées à des dépôts alluviaux.

Nous ne sommes pas arrivés à préciser l'origine des sources karstiques. Les eaux des sources importantes, aux émergences, ont des températures indépendantes de la température atmosphérique, ce qui confirme que l'eau provenant des parties supérieures du bassin versant, après avoir traversé la couverture perméable, traverse les fissures et les diaclases des roches et le cheminement se fait alors sur une grande distance et à une profondeur non négligeable. Les débits de ces sources ne sont pas en relation directe avec la pluviométrie, sauf pour les sources liées à des dépôts alluviaux dont les débits sont à peu près sous l'influence directe de la pluviométrie et de la vitesse de fonte du manteau neigeux en montagne.

Le temps de réponse de ces sources est différent et le maximum est de l'ordre de 30 jours.

Les sources très importantes de la région étudiée sont les suivantes :

- La source de Til-abad où se trouvent les calcaires crétacé et jurassique supérieur. La source émerge d'alluvions de piémont mais il est bien évident que cette source est liée à la grande faille mettant en contact anormal le Crétacé et le Paléozoïque.

Le débit moyen de cette source est de l'ordre de 55 l/s et sa température moyenne est de l'ordre de 18°C. Les oscillations de débit et température de la source de Til-abad sont très lentes au long de l'année. L'altitude d'émergence de cette source est 1 040 mètres.

- La source de Sephid-rud de Takhteh-Zamine qui est captée à la cote 300 m, en rive ouest de la rivière de Khormalu. L'émergence et l'origine de cette source sont liées aux accidents tectoniques dans les calcaires du Dévonien-Carbonifère.

Le débit moyen de cette source est de l'ordre de 270 l/s et sa température moyenne est de l'ordre de 10°C.

- La source de Mogazdar de Susera a le même caractère que la source de Sephid-rud, mais son débit moyen est d'environ 3 l/s et sa température est de l'ordre de 12°C. Cette source est captée à la cote 540.

- La source de Kabud-Khani (2,4 km NW de la garnison de No-deh) captée à 270 m a un débit moyen de 35 l/s et sa température moyenne est d'environ 12°C. La source de Kabud-Khani est une source tectonique dans les calcaires du Devonien-Carbonifère.

- La source de Chir-abad dans la vallée de Chir-abad est liée à une faille qui recoupe les calcaires du Devonien et du Carbonifère. Plusieurs diaclases et fissures ont été créées par cette faille et nous avons plusieurs sources en cet endroit. Le débit moyen de ces sources est d'environ 100 l/s. La conductivité électrique de leurs eaux est 410 mmoh/cm.

Les autres sources liées à des accidents tectoniques sont présentées sur le tableau ci-dessous.

TABLEAU N° 13.

Nom de la source	Débit moyen l/s	Température moyenne °C	Conductivité élec- trique mmoh/cm
Panduz	75	13	580
Gol-Tchechmeh	27	14	600
Tchechmeh - Garmu	12	17	500
Tchechmeh-Agh-Emame	20	14	600
Tchechmeh-Kalu-Kand	14	10	530

- La source de Panduz à l'Est de Chah-Passand apparaît au contact de calcaires avec le loess. Son débit moyen est d'environ 75 l/s et sa conductivité électrique est de l'ordre de 600 m moh/cm.

Dans la vallée de Ramiyan, il y a une source qui sort des alluvions et elle a un débit moyen de 15 l/s. La conductivité électrique de l'eau est de l'ordre de 100 m moh/cm.

Il faut noter que les fractures des roches jouent le rôle de drains collectant des eaux qui se sont infiltrées dans les formations superficielles.

Les qualités des eaux de ces sources ont été expliquées au chapitre IX.

VI - 3.1. Coefficient de tarissement et capacité d'emmagasinement

VI - 3.1.1. Formule de Maillet

Dans la région de Ramiyan, nous avons étudié l'évolution du débit d'une source captée dans les alluvions, pendant la période au cours de laquelle elle ne reçoit aucun apport extérieur, donc son débit "Q" est uniquement fonction du volume d'eau "V" accumulé dans la nappe qui l'alimente. Pour calculer la formule qui régit cette vidange et aussi pour calculer la capacité d'emmagasinement nous avons pris les formules les plus utilisées de Maillet :

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

Elle donne le débit Q_t en m³/s à l'instant t, en fonction du débit Q_0 à un instant t_0 pris comme origine du tarissement.

Le coefficient de tarissement α , exprimé en jours, dépend de la nature géologique et de la morphologie du bassin versant $e = 2.178$ est la base de logarithmes népériens.

Nous pouvons écrire la formule de Maillet comme l'égalité suivante :

$$\log Q_t = \log Q_0 - (0,4343 \alpha) t$$

Si nous portons les données du tarissement sur un graphique semi-logarithmique avec en ordonnées les logarithmes des débits en m^3/s et en abscisses les temps en jours, nous obtenons une droite représentative à partir de laquelle nous pouvons déterminer le coefficient de tarissement α par le coefficient angulaire de cette droite.

L'intégration de la courbe de tarissement donne approximativement le débit total Q_s d'eau emmagasiné par les nappes souterraines du bassin versant ou le matériau aquifère alimentant une source à l'instant t_0 . Le débit Q_s est considéré comme une estimation par défaut, car les pertes par évapotranspiration sont négligées, de la capacité d'emmagasinement improprement appelée capacité de rétention

$$V = \int_{t_0}^{\infty} Q dt$$

$$V = \frac{Q_0 \times 86400}{\alpha} m^3$$

Pour la source captée dans les alluvions de la région de Ramiyan, nous avons une période non influencée entre le 21 mai 1977 et le 8 juin, soit 19 jours.

Nous avons porté sur un graphique semi-logarithmique en ordonnées les débits en l/s et en abscisse les temps en jours pour cette source et nous avons calculé les coefficients de tarissements α et la capacité d'emmagasinement au début du tarissement. La représentation graphique (fig. 20) permet de sortir les valeurs suivantes :

$$Q_0 = 0,012 m^3/s$$

$$Q_t = 0,007 m^3/s$$

$$t = 19 \text{ jours}$$

$$\alpha = 0,036$$

donc l'équation de la courbe de tarissement de la source est la suivante :

$$Q_t = 0,007 e^{-0,036 t}$$

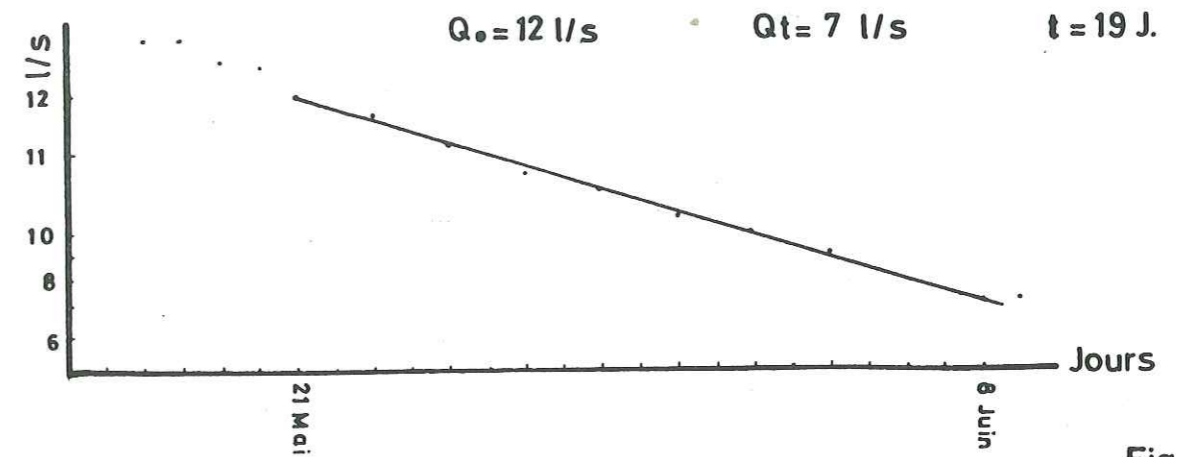


Fig. 20

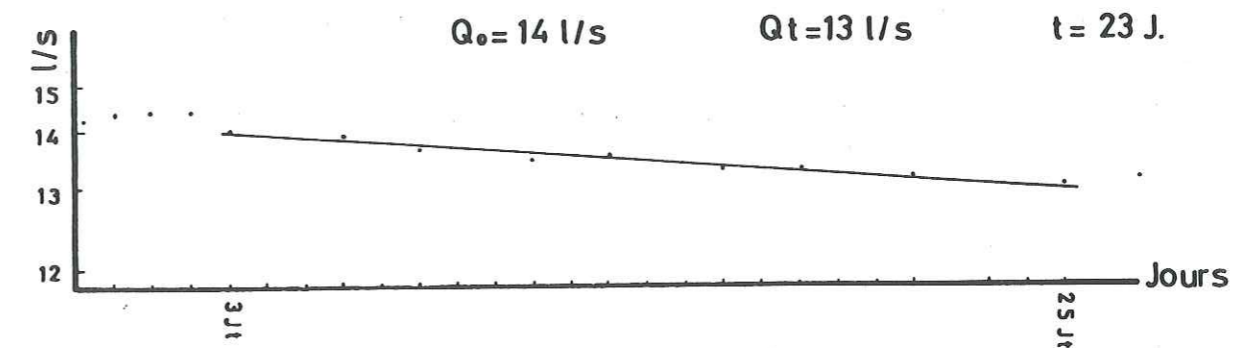


Fig. 21

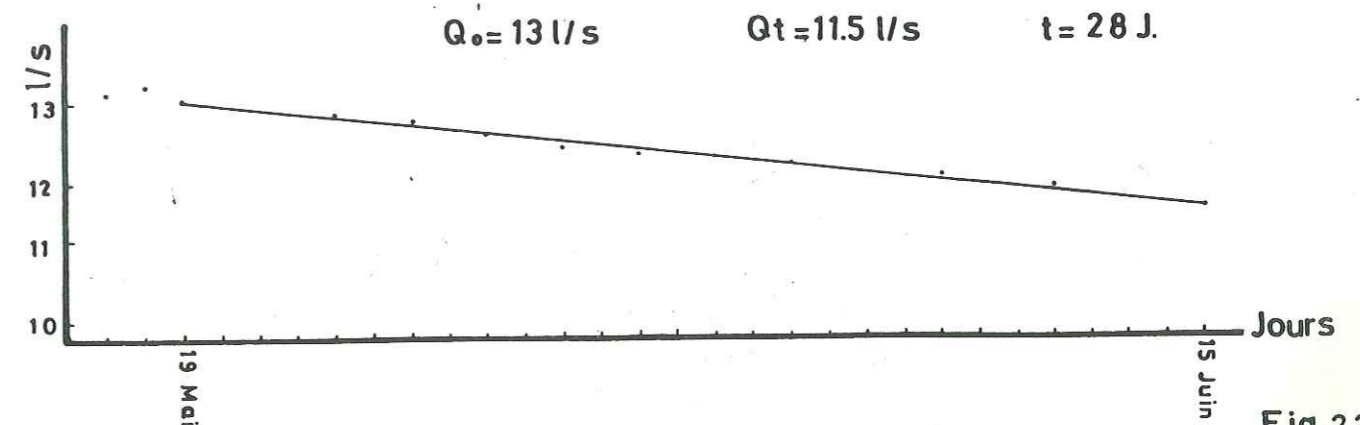


Fig. 22

La capacité d'emmagasinement en m^3 à l'instant t_0 début du tarissement se déduit de l'intégration de t_0 à l'infini de l'équation du tarissement

$$V = \int_{t_0}^{\infty} Q dt$$

$$V = \frac{Q_0 \times 86\,400}{\alpha} = 28\,800 \text{ m}^3$$

- Source Kalu-Kand.

Elle est située à 3 km environ au Sud-Est de Minu-Dacht. Elle sort des calcaires du Jurassique supérieur qui sont fissurés et fracturés.

Le débit moyen de cette source est de 14 l/s et sa température moyenne est de 10°C .

La droite du tarissement de cette source donne les valeurs suivantes :

En 1976, du 3 juillet au 25 juillet, soit 23 jours, le débit est passé de 14 l/s à 13 l/s (fig. 21),

d'où

$$\alpha = 0,0032$$

La formule de tarissement de cette source pour cette période est donc :

$$Q_t = 0,014 e^{-0,0032 t}$$

et le volume d'eau emmagasiné est de :

$$V = 3,8 \times 10^5 \text{ m}^3$$

- Source Tchechmeh Garmu.

Cette source est située sur le flanc ouest de la montagne de No-deh à peu près à 3 km à l'Est du village de No-deh. Elle est une des ressources en eaux potables de ce village.

Le débit moyen de cette source est de 12 l/s et les calcaires à l'émergence de cette source sont les calcaires du Malm.

La droite du tarissement de cette source donne les valeurs suivantes :

En 1976, du 19 mai au 15 juin, soit 28 jours, le débit est passé de 13 l/s à 11,5 l/s (fig. 22),

d'où

$$\alpha = 0,004$$

La formule de vidange de cette source pour cette période est donc :

$$Q_t = 13 e^{-0,004 t}$$

et le volume d'eau emmagasiné est de

$$V = 2,8 \times 10^5 \text{ m}^3$$

- Source Agh-Emam .

Cette source est située sur le flanc nord de la petite montagne bordant la route menant à Minu-Dacht à peu près à 5 km à l'E-NE de Chah Passand.

Le débit moyen de cette source est de 20 l/s et les calcaires à l'émergence de cette source sont les calcaires Devonien-Carbonifère qui sont fissurés et fracturés. Cette source est liée à la grande faille qui se trouve à la bordure de la plaine, mais qui a été recouverte par les alluvions.

La droite du tarissement de cette source donne les valeurs suivantes :

En 1976, du 6 mai au 18 juin, soit 44 jours, le débit est passé de 17 l/s à 14 l/s (fig. 23),

d'où

$$\alpha = 0,0042$$

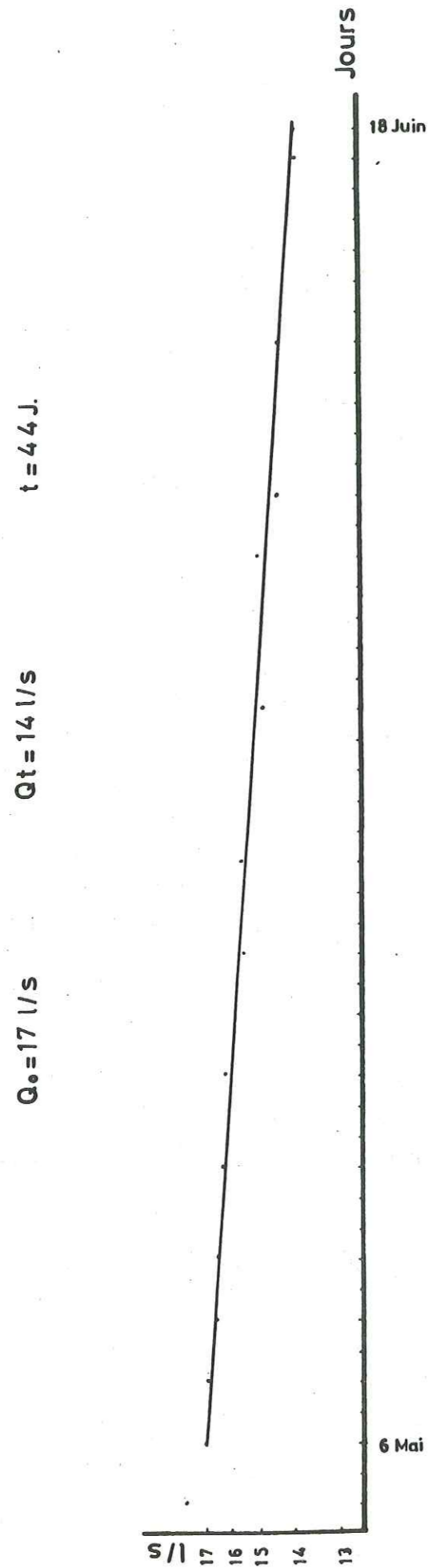


Fig.23

La formule de tarissement de cette source pour cette période est donc :

$$Q_t = 17 e^{-0,0042 t}$$

et le volume d'eau emmagasiné est de

$$V = 3,5 \times 10^5 \text{ m}^3$$

V - 3.1.2. Formule de G. Tison

Pour les sources liées aux failles et aux fissures, nous avons essayé d'appliquer la formule de Tison qui est valable pour un milieu à écoulement turbulent. La formule de Tison admet que les débits décroissent en fonction du temps comme l'inverse de leur racine carrée :

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

$$\sqrt{Q_t} = \frac{\sqrt{Q_0}}{1 + \alpha t}$$

La capacité d'emmagasinement à l'instant t_0 est :

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

et à l'instant t est :

$$V_t = \frac{Q_0}{1 + \alpha t} \times 86400$$

Pour la représentation graphique, nous portons sur un diagramme arithmétique, en ordonnées l'inverse de la racine carrée des débits et en abscisse les temps en jours.

- Source Kalu-Kand.

Pour l'année 1976 (3 juillet - 25 juillet) avec :

$$Q_0 = 14 \text{ l/s} \quad Q_t = 13 \text{ l/s} \quad t = 23 \text{ jours}$$

La droite représentative du tarissement permet de déterminer les valeurs suivantes :

$$\alpha = 0,0015$$

$$V_0 = 8 \times 10^5 \text{ m}^3$$

La formule de la courbe de tarissement est donc :

$$Q_t = \frac{0,014}{(1 + 0,0015 t)^2}$$

- Source Tchehmeh-Garmu.

Pour l'année 1976 (19 mai - 15 juin) avec :

$$Q_0 = 13 \text{ l/s} \quad Q_t = 11,5 \text{ l/s} \quad t = 28 \text{ jours}$$

La droite représentative du tarissement de cette source donne les valeurs suivantes :

$$\alpha = 0,0023$$

$$V_0 = 4,9 \times 10^5 \text{ m}^3$$

La formule de la courbe de tarissement est donc :

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + 0,0023 t)^2}$$

- Source Agh-Emam .

Pour l'année 1976 (6 mai - 18 juin) avec :

$$Q_0 = 17 \text{ l/s} \quad Q_t = 14 \text{ l/s} \quad t = 44 \text{ jours}$$

La droite représentative du tarissement de cette source donne les valeurs suivantes :

$$\alpha = 0,0023$$

$$V_0 = 4,9 \times 10^5 \text{ m}^3$$

La formule de la courbe de tarissement est donc :

$$Q_t = \frac{0,017}{(1 + 0,0023 t)^2}$$

Les valeurs des réserves calculées par la méthode de Maillet sont approximativement égales à la moitié de celles calculées par la formule de G. Tison. Ce fait confirme que les calcaires liés à ces sources ne sont pas le siège d'un écoulement véritablement turbulent mais se comportent plutôt dans leur ensemble comme un milieu poreux. Il faut noter que les courbes de tarissement des sources ne sont pas très précises en raison du petit nombre de mesures de débit dont nous disposons.

Nous avons choisi trois sources dans chaque sous-bassin versant pour comparer les volumes des réserves des sources pour un épisode au volume total des réserves dynamiques dans l'ensemble du bassin versant ou à l'infiltration :

1 - Sous-bassin versant de Tchehel-Tchay.

La surface de ce sous-bassin versant est de 258 km^2 , les préci-

pitations moyennes annuelles sont de 918 mm (III-3,2) et la lame d'eau infiltrée est de 68,6 mm (IV-8). Le volume d'eau stocké dans ce sous-bassin versant d'après la courbe de tarissement de la rivière de Tchehel-Tchay est de 3 M.C.M. Nous avons estimé que seulement 60 % de la superficie de ce sous-bassin versant est perméable (d'après la carte géologique) et pour cela la lame d'eau stockée dans ce sous-bassin versant est de 19,4 mm, ou bien 28 % de l'eau infiltrée.

La source de Kalu Kand au pied de la montagne de l'Est de Minu-Dacht constituée par des calcaires jurassiques supérieurs a une superficie d'alimentation de 19 km². D'après les jaugeages du débit, on a établi la courbe de tarissement, nous avons eu une valeur de $3,8 \times 10^5 \text{ m}^3$ pour le volume d'eau stockée, ou bien 20 mm d'eau (29 % de l'eau infiltrée).

Ainsi, nous avons pu mettre en évidence une concordance entre les volumes des réserves dynamiques de l'ensemble du sous-bassin versant calculées à partir du tarissement de la rivière et les volumes d'eau stockées dans des sources par l'étude du tarissement des sources. Autrement dit, cette dernière étude confirme les valeurs des réserves dynamiques calculées pour le sous-bassin versant.

2 - Sous-bassin versant de Khormalu.

La surface imperméable de ce sous-bassin versant est de 700 km² ou 77 % de la surface totale. La lame d'eau emmagasinée dans les formations imperméables de ce sous-bassin versant d'après la courbe de tarissement de la rivière de Khormalu est de 19,7 mm (2,8 % des précipitations moyennes annuelles).

La source de Tchehmeh-Garmu au pied de la montagne de l'est de No-deh émerge des couches de calcaires du Malm. D'après la carte topographique et la carte géologique, la surface d'alimentation de cette source a été estimée à environ 13 km².

D'après la courbe de tarissement de cette source, nous avons calculé une valeur de $2,8 \times 10^5 \text{ m}^3$ pour la réserve dynamique de cette source. C'est-à-dire 21,5 mm d'eau. Cette valeur des réserves dynamiques de la source est comparable à celle de la rivière de ce sous-bassin versant. Le débit spécifique de ces calcaires est de 1,5 l/s/km², soit deux fois plus que celui des calcaires de la source de Kalu-Kans. Cette différence est due aux différences de fracturation entre ces calcaires.

3 - Sous-bassin versant de Quri-Tchay.

D'après la carte géologique, 86 %, soit 180 km² environ de la surface de ce sous-bassin versant est imperméable. La lame d'eau stockée dans les formations imperméables de ce sous-bassin versant d'après la courbe de tarissement de la rivière de Quri-Tchay est de 19,4 mm, ou bien 28,3 % de l'eau infiltrée.

La source de la vallée de Ramiyan, au pied de la montagne de l'Est de Ramiyan, émerge des alluvions, mais est alimentée par les calcaires du devonien et du Malm. En cet endroit, les calcaires du Malm surmontent les calcaires du devonien par un chevauchement. Cette faille influence le débit de la source ci-dessus, car la surface d'alimentation de cette source est de l'ordre de 15,5 km², et les réserves dynamiques sont de 28 800 m³ ou bien 1,8 mm d'eau, tandis que d'après la courbe de tarissement de la rivière de Quri-Tchay, nous avons calculé une valeur de 19,4 mm d'eau emmagasinée dans ces formations.

Autrement dit, cette faille draine la plupart de l'eau qui s'infiltré par la surface d'alimentation de cette source. A cause de ce drainage, les volumes des réserves de cette source ne sont pas comparables à ceux du sous-bassin versant et à l'infiltration.

CHAPITRE VII

ETUDE DES EAUX SOUTERRAINES

- Généralités
- Alimentation des nappes
- Géologie des aquifères
- Inventaire des forages
- Travaux de géophysique
- Propriétés hydrodynamiques des terrains

C H A P I T R E VII

ETUDE DES EAUX SOUTERRAINES

VII - 1. GENERALITES

L'exploitation des eaux souterraines a commencé depuis longtemps par les ganates ou les puits peu profonds, mais maintenant le nombre des puits profonds et semi-profonds dépasse 1 500. L'eau de ces puits et ganates est utilisée pour l'irrigation agricole et pour l'alimentation urbaine, humaine et animale.

La plupart des puits sont semi-profonds (1 350) et le nombre des puits profonds est de presque 230. Cinquante-six puits ont été utilisés pour l'étude de la nappe phréatique. Les prélèvements d'échantillons ont été faits sur la plupart des puits peu profonds et profonds et sur les sources et ganates.

Le nivellement topographique des puits a été effectué par le Ministère de l'Energie. Sur les points nivelés, le niveau piézométrique a été mesuré chaque mois. Une carte avec tous les points d'eau utilisés est présentée sur la Planche N° 4 .

En général, la profondeur de la surface de la nappe phréatique varie de 0,5 à 30 mètres.

Dans la plaine, entre l'ouest de la route Chah-Passand - Gonbad-e-Qabus et la limite ouest du bassin versant, la profondeur de la surface de la nappe phréatique est moins petite que dans la plaine orientale. Au milieu de la plaine occidentale, elle est plus petite mais près du bord de la rivière de Gorgan rud et le long de la route de Chah-Passand - Gonbad-e-Qabus, la profondeur de la surface de la nappe phréatique est comparable avec celle de la plaine orientale (Pl. N° 5).

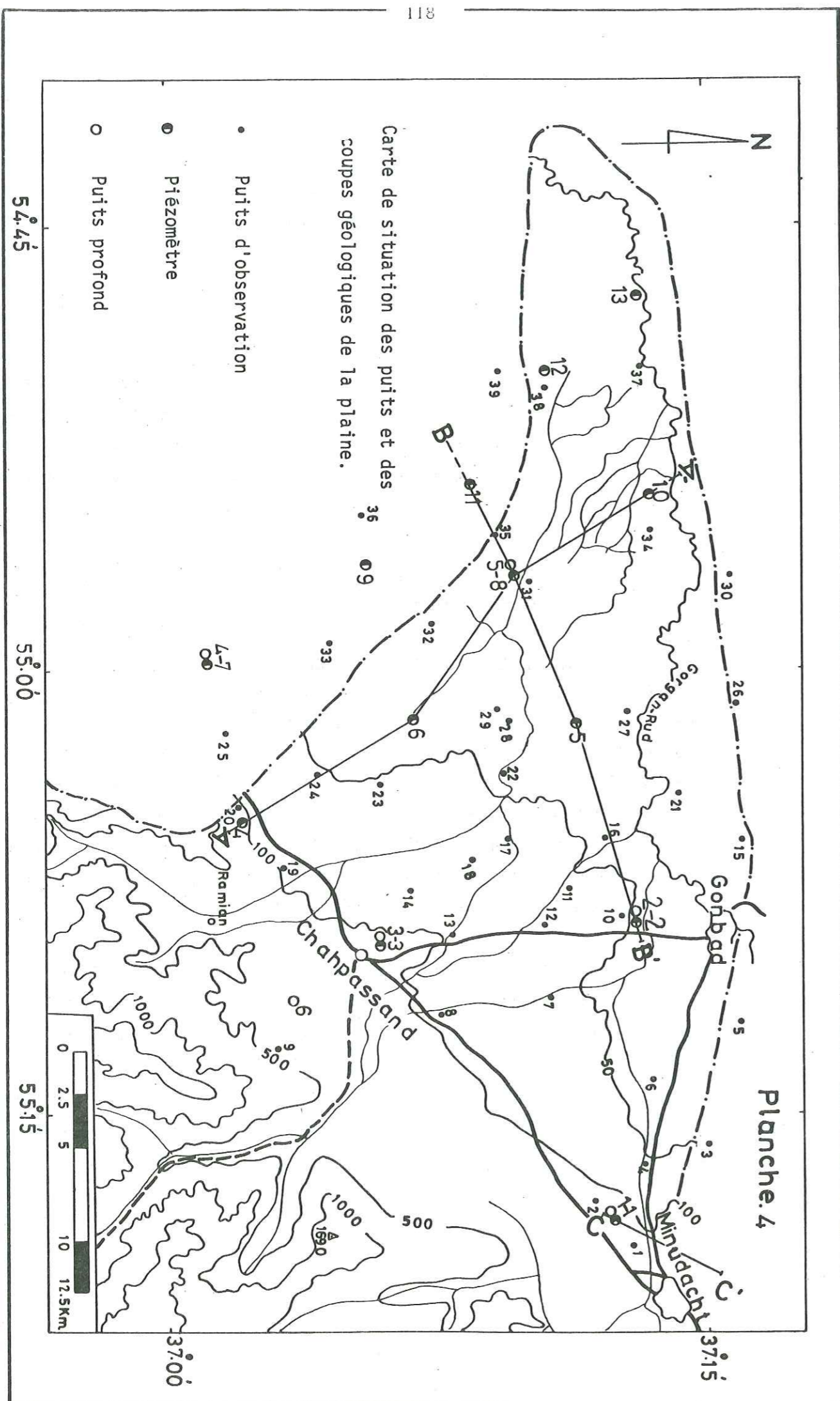
Les sources dans le bassin versant se manifestent soit sur les lignes tectoniques, soit au contact des formations imperméables au pied des collines. Les sources les plus intéressantes et importantes ont été représentées dans le chapitre concernant les caractères hydrogéologiques des dépôts.

VII - 2. ALIMENTATION DES NAPPES

Les sédiments alluviaux qui sont près des piémonts sont plus grossiers et ont de fortes capacités d'infiltration et une bonne transmissivité. La majeure partie de l'alimentation des nappes (profonde et phréatique) se fait par cette partie de la région car ce secteur reçoit les écoulements hypodermiques et l'infiltration. L'eau s'infiltré ensuite vers les aquifères de la plaine. Les eaux des calcaires en bordure de la plaine alimentent aussi les nappes. Quelques puits vers le piémont confirment cette alimentation.

Les autres facteurs pour l'alimentation des nappes sont les eaux météoriques qui s'infiltrent sur place et l'infiltration de l'eau des rivières. Nous ne sommes pas parvenus à mesurer la quantité d'eau de pluie qui s'infiltré dans les nappes avec des lysimètres, mais nous avons estimé cette quantité par le calcul dans le chapitre d'étude de l'écoulement des eaux de surface. La quantité d'eau qui s'infiltré est de l'ordre de 9 % de l'eau météorique.

Les eaux des rivières qui débouchent dans la plaine s'infiltrent



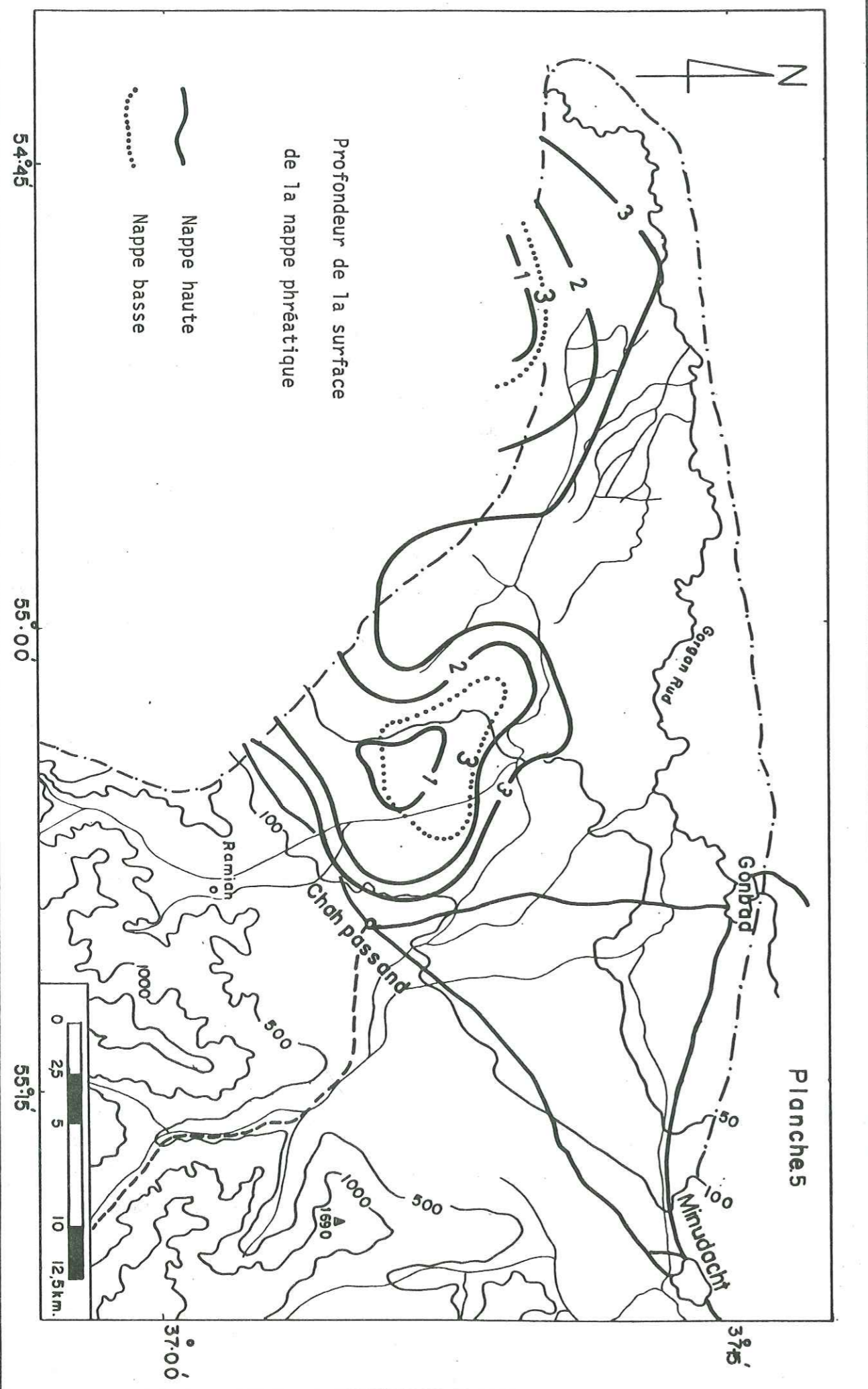
dans les nappes phréatiques, quand les rivières arrivent à la bordure de la plaine. L'infiltration est maximum quand les rivières sont en crue. Au milieu de la plaine, comme le montre la carte piézométrique, la quantité d'eau qui s'infiltré à partir des rivières, n'est pas importante parce que dans cette partie la capacité d'infiltration est faible et en quelques endroits elle est nulle à cause des dépôts de loess, imperméables.

Le rapport de la société d'étude des terres et de la fertilité confirme que la capacité de drainage des sols est très faible de même que la participation de l'eau de surface à l'alimentation naturelle des nappes. Il semble que les nappes qui se trouvent aux environs de Sangar-Savar sont alimentées par la partie S-E de la région car, là, les dépôts d'alluvions grossiers de piémont offrent à l'eau une possibilité d'infiltration vers la profondeur. L'eau d'infiltration dans ce secteur s'écoule vers le bas et les zones basses du Nord-Ouest de la région, où les limons fins, les sables et galets constituent des aquifères à nappes captives et semi-captives. D'après la loi de Darcy, le volume d'alimentation des nappes captives et semi-captives au Sud de la région est de l'ordre de $1.2 \text{ m}^3/\text{s}$ ($T = 600 \text{ m}^2/\text{j}$ - $i = 5/1000$ sur une largeur de 34 km mesurée perpendiculairement à l'écoulement). Ce chiffre montre que l'alimentation de la région est considérable et il y a une possibilité d'exploiter les nappes captive et semi-captive.

Le gradient hydrologique de l'aquifère phréatique suit la morphologie selon la direction sud-est nord-ouest et varie de 1/1000 à 4/1000.

VII - 3. GEOLOGIE DES AQUIFERES

Dans la région étudiée, les dépôts lacustres ont une grande épaisseur et sont constitués de sables (fins et grossiers) et de silts. La résistivité spécifique de ce dépôt est comprise entre 2 et 30 ohm/m. Le substratum calcaire du Miocène a une résistivité spécifique de 100



à 150 ohm/m. La profondeur du substratum sous les dépôts lacustres est supérieure à 400 m.

Nous avons expliqué la géologie de la plaine dans le chapitre de géologie et de travaux de géophysique.

VII - 4. INVENTAIRE DES FORAGES

Près de 56 forages d'observation, 15 piézomètres profonds (70 - 25 m) et 9 puits profonds ont été utilisés pour l'étude hydrogéologique de la plaine, tandis qu'environ 1 350 puits semi-profonds, 135 puits profonds et 95 puits artésiens ont été effectués dans le cadre du bassin versant. Les forages de reconnaissance et quelques puits privés ont été exécutés pour déterminer les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères. Les forages profonds ont été équipés de tubes pleins dont le diamètre varie de 8" à 14". Plusieurs forages sont de type télescopique.

Les compagnies Hydra et Sabir ont exécuté les forages suivants dans la plaine de Gonbad-e-Qabus et nous décrivons ceux qui se trouvent dans le cadre de notre étude.

- Puits N° 2 - N-E du village Khivaly.

La profondeur de ce puits est de 240 mètres et la profondeur de la surface de l'eau est de 3 mètres. A partir de 120 mètres, nous avons plusieurs nappes captives et ce puits est artésien avec un débit de 23 l/s.

Les dépôts dans cette zone sont en général des limons (des vases) bruns et verts avec des matériaux ferrugineux et organiques et contiennent des tests de foraminifère et des brachiopodes.

- Puits N° 3 - à 5 km de Khan-bebin.

La profondeur de ce puits est de 291 mètres. On a distingué six nappes comme suit :

- de 4 à 104 mètres, première nappe sans eau douce.
- de 104 à 173,5 mètres, deuxième nappe.
- de 180 à 192 mètres, troisième nappe.
- de 206 à 210,5 mètres, quatrième nappe.
- de 218 à 239,5 mètres, cinquième nappe.
- de 245 à 265 mètres, sixième nappe.

Ce puits est artésien et pendant l'essai de pompage avec un débit de 36 l/s la surface dynamique était à 50 mètres sous le sol.

- Puits N° 4 - à 5 km de Gonbad-e-Qabus.

La profondeur de ce puits est de 247 mètres et la profondeur de la surface de l'eau est de 5 mètres. C'est un puits artésien avec un débit de 3 l/s. En général, les couches dans ce puits sont des limons avec des argiles et de nombreuses coquilles de brachiopodes.

- Puits N° 5 - à Nezame-abad.

La profondeur de ce puits est de 250 mètres et la profondeur de la surface de l'eau est de 12 mètres. Pendant l'essai de pompage avec le débit de 36 l/s la surface dynamique était à 70 mètres sous le sol.

On a distingué sept niveaux aquifères dans ce puits, dont le premier a de l'eau utilisable.

VII - 5. TRAVAUX DE GEOPHYSIQUE

VII - 5.1. Campagne générale

Les travaux de géophysique ont été exécutés par Abkav Consulting

Engineers en 1971 et ont eu pour but essentiel l'étude de la structure de la plaine par la méthode électrique. Cette campagne de prospection géophysique électrique, les sondages mécaniques et les piézomètres donnent une bonne connaissance de la forme des aquifères et de leurs caractéristiques hydrodynamiques, grâce aux essais de pompage.

La prospection électrique consiste à mesurer la résistivité des différentes tranches de terrain des formations meubles de la surface jusqu'au substratum. La méthode Schlumberger a été utilisée pour cette campagne.

La résistivité du terrain est :

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I}$$

ρ = résistivité apparente du terrain

ΔV = différence de potentiel mesuré entre M et N (M et N sont les électrodes de mesure)

I = l'intensité de courant émis entre A et B (A et B sont les électrodes d'injection de courant).

Les travaux de géophysique dans cette région ont montré que, en raison des transgressions de la mer, les dépôts lacustres avec une grande épaisseur s'étendent de l'ouest jusqu'aux environs de Chah-Passand. A l'extrême ouest du bassin étudié, l'épaisseur des alluvions est d'environ 30 mètres, tandis que 30 km plus loin vers l'ouest l'épaisseur des alluvions augmente jusqu'à 200 mètres. Vers l'Est (près de Ramiyan), l'épaisseur des alluvions est très petite et vers Chah-Passand, les dépôts lacustres sont très étendus. La résistivité des dépôts lacustres est de 10 à 20 ohm/m et la résistivité spécifique des alluvions est de 50 à 100 ohm/m.

Des environs de Ramiyan à Chah-Passand, au-dessous des couches lacustres, nous avons des alluvions avec une épaisseur de 70 mètres, dont la résistivité est de 100 ohm/m, mais 10 km plus loin, vers l'Ouest, brusquement elles disparaissent. Au-dessous des alluvions, il y a des

dépôts lacustres contenant des eaux captives, et on peut donc dire qu'il y a eu plusieurs transgressions et régressions de la mer dans ce secteur.

Les dépôts lacustres qui ont été étudiés à l'Ouest de la région sont des limons, des argiles et des sables (dunes), dont la résistivité spécifique est de 10 à 20 ohm/m et qui contiennent de l'eau douce captive.

Entre Chah-Passand et Gonbad-e-Qabus, il y a des dépôts lacustres, sableux, argileux ou limoneux à eau douce. La résistivité spécifique de ces dépôts est de 20 à 30 ohm/m et le substratum est formé de calcaires dont la résistivité spécifique est de 100 à 150 ohm/m.

Les résultats généraux des travaux de géophysique sont les suivants :

1 - La couche de surface.

Cette couche dans la région étudiée a quelque dix mètres d'épaisseur et sa résistivité spécifique va de moins de 1 ohm/m jusqu'à quelques centaines d'ohm/m. Les dépôts grossiers et secs de piémont ont une grande résistivité, tandis que vers le nord, à cause de l'augmentation de la teneur en sel et de la diminution des diamètres des grains, la résistivité électrique diminue.

2 - La deuxième couche.

En dehors des zones proches des piémonts, la résistivité électrique de cette couche varie de quelques ohm/m jusqu'à 30 ohm/m. L'épaisseur de cette couche varie de quelque dix mètres jusqu'à 200 mètres. Les dépôts constituant cette couche sont les alluvions de cône de déjection et lacustres au Nord de la plaine. Cette couche contient beaucoup d'eau, mais vers le Nord la qualité de cette eau devient mauvaise.

3 - La troisième couche.

Cette couche dans le cône de déjection a une résistivité spéci-

fique de 100 ohm/m et dans la plaine d'environ 20-30 ohm/m. Son épaisseur est plus grande que celle de la deuxième couche.

4 - La quatrième couche.

A l'exception des zones près du piémont, la résistivité spécifique de cette couche est de moins de 10 ohm/m et son épaisseur est plus grande que celle de la couche précédente (Pl. N° 6).

VII - 5.2. Carte de résistivité électrique apparente pour AB = 600 m

Cette carte (Pl. N° 7) montre les variations de la résistivité électrique jusqu'à la profondeur de 150 mètres. Les résultats obtenus sont les suivants :

a - Les zones avec une résistivité supérieure à 30 ohm/m sont à la bordure de la plaine. Les courbes d'isorésistivité de 30 ohm/m ont une convexité tournée vers la plaine, là où se trouvent les cônes de déjection.

b - Les zones avec une résistivité de moins de 20 ohm/m prédominantes sont à la bordure de la rivière de Gorgan-rud. Les eaux souterraines de ces zones sont salées jusqu'à la profondeur de 150 mètres. Au centre de la plaine, il y a équilibre entre l'eau douce souterraine (alimenté par la rivière et l'écoulement souterrain) et l'eau salée souterraine (eau connée). Toutefois, cet équilibre disparaît dans les zones où la quantité d'eau douce qui entre est grande et dans ce cas la courbe 10 ohm/m disparaît et la région paraît plus résistante (10-20 ohm/m). Pour cette raison, nous voyons qu'entre le cône de déjection de Chah-Passand et la rivière de Gorgan-rud, la courbe 20 ohm/m est détournée jusque près de la rivière de Gorgan-rud.

Ce phénomène confirme l'alimentation en eau douce souterraine de la plaine par l'écoulement souterrain et la rivière.

c - Les zones avec une résistivité comprise entre 10-20 ohm/m se trouvent entre la bordure de la plaine au Sud et aux environs de la rivière de Gorgan-rud. Elles sont un peu influencées par les cônes de déjection.

VII - 5.3. La carte de résistivité transversale

La résistivité transversale d'une couche (RT) est égale au produit de la résistivité réelle par l'épaisseur de la couche et elle s'exprime en ohm/m^2 . La résistivité électrique d'une couche varie en proportion inverse de la quantité d'eau salée et d'argile dans la couche. On peut dire que la variation de la résistivité transversale est proportionnelle à la variation de la transmissivité.

Au Sud de la plaine, où se trouvent les cônes de déjection, la résistivité transversale est grande (comme le montre la carte de résistivité pour $AB = 600$ mètres). Comme on l'a dit précédemment, ces zones sont constituées par les alluvions de rivière et reflètent une grande transmissivité.

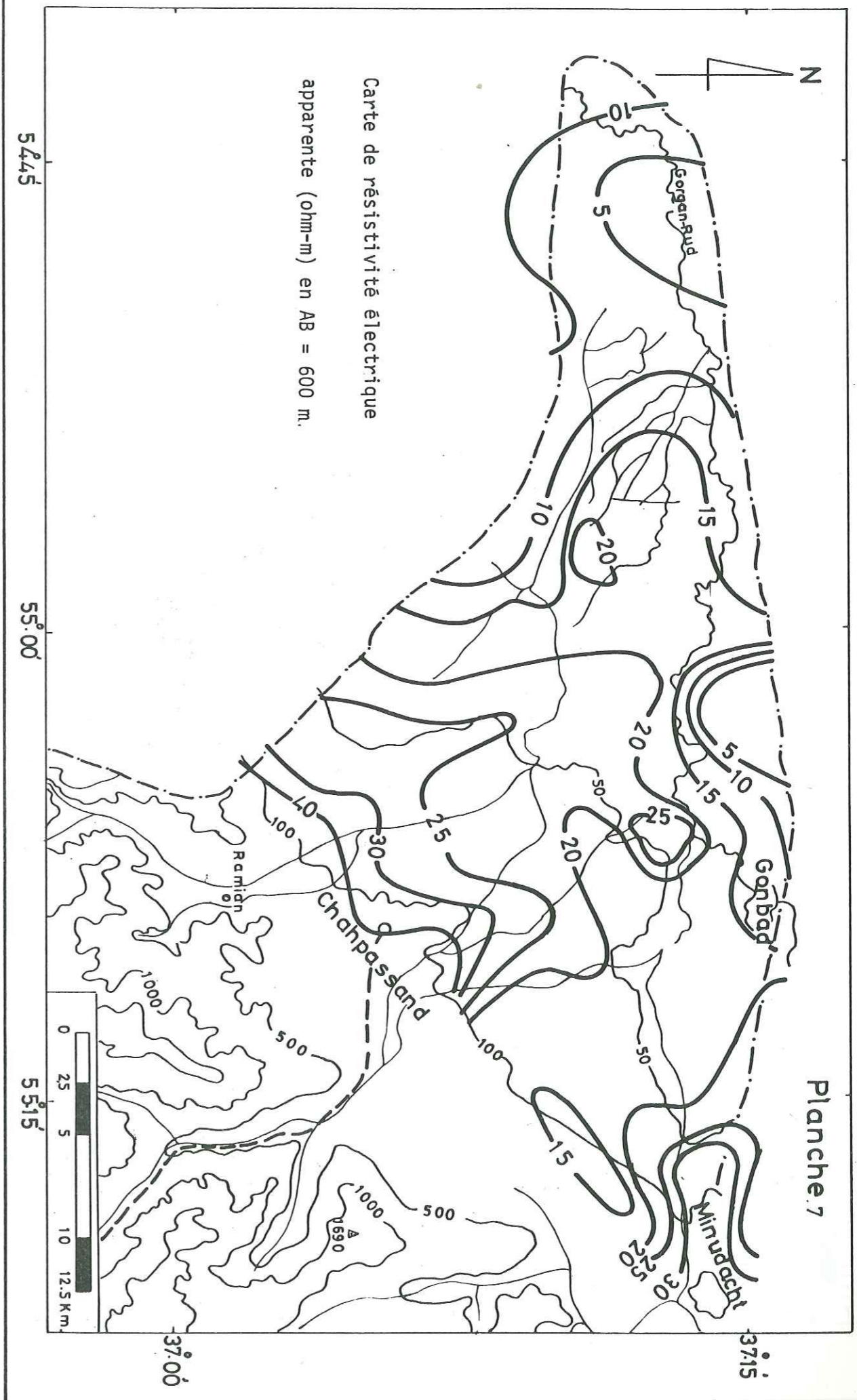
La résistivité transversale diminue vers le nord, essentiellement à cause de la diminution d'épaisseur des alluvions (Pl. N° 8).

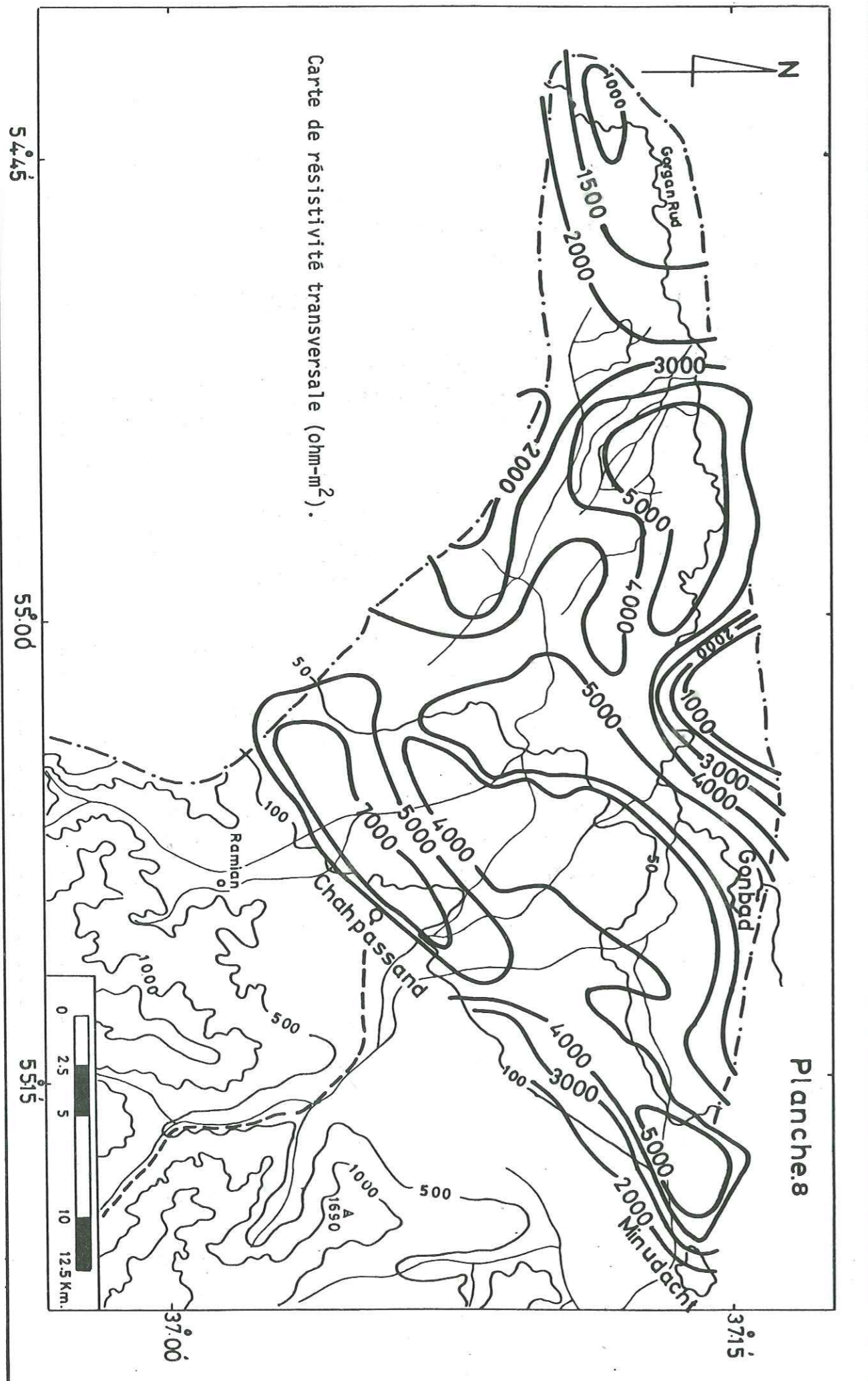
VII - 6. PROPRIÉTÉS HYDRODYNAMIQUES DES TERRAINS

VII - 6.1.1. Evaluation de T et S à partir des essais de pompage

Les propriétés hydrodynamiques des terrains ont été déterminées par les essais de pompage et de débit.

Grâce aux nombreux puits dans la région, nous avons mesuré et calculé la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement avec des essais de débits et des pompages.





En général, les profondeurs des puits qui ont été exécutés sont de 200 mètres et comme nous l'avons expliqué précédemment à cause des intrications de faciès des dépôts dans la région, il est difficile de déterminer les propriétés hydrodynamiques de chaque couche de dépôts ; pour cette raison, les résultats obtenus pour la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement représentent des valeurs moyennes, sauf pour les puits réalisés au piémont, où nous n'avons qu'une nappe phréatique. L'essai de pompage a été réalisé par paliers et par pompage à débit constant. L'essai par paliers a été fait en quatre paliers de débit enchaînés successifs et avec arrêt du pompage et retour au niveau statique, pour chaque palier. Le temps de pompage pour chaque palier était de 120 minutes. Selon les propriétés des aquifères, le temps de remontée était compris entre 15 à 400 minutes (Fig. 24-31)

La durée du pompage à débit constant a dépendu du débit du puits et de la puissance du pompage, mais en général elle était de 20 à 25 heures.

Nous avons calculé les valeurs de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement d'après la méthode d'approximation logarithmique de Theis-Jacob avec la courbe du rabattement en fonction du temps.

Dans les tableaux suivants, nous donnons les valeurs de la transmissivité d'après les mesures de l'abaissement et la remontée du niveau de la nappe et du coefficient d'emmagasinement.

Fig.24

Essai de pompage du puits No.pu.3

Débit de pompage=47 l/s

Transmissivité= $1 \times 10^{-2} \text{ m/s}$

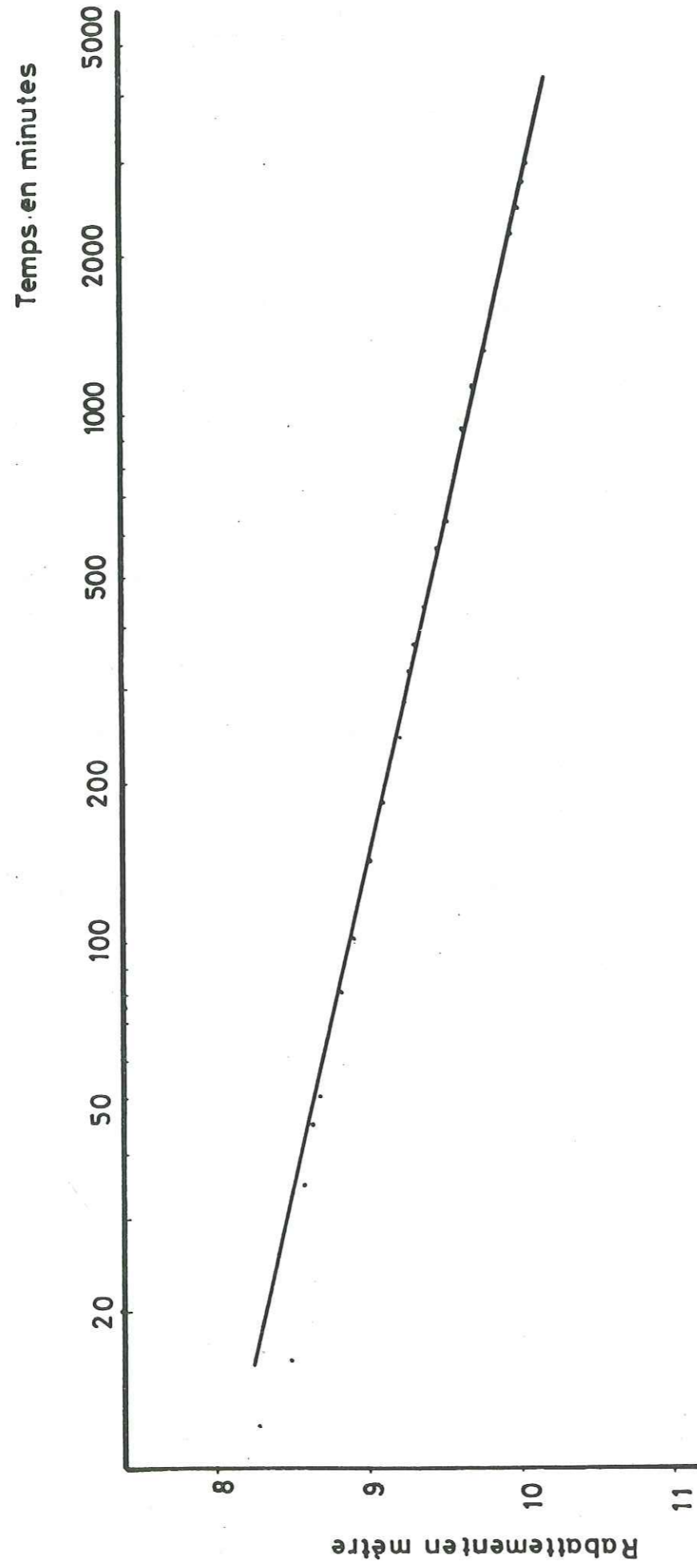


Fig.25

Essai de pompage du puits No.pu.5

Débit de pompage= 50 l/s

Transmissivité= $2.3 \times 10^{-3} \text{ m/s}$

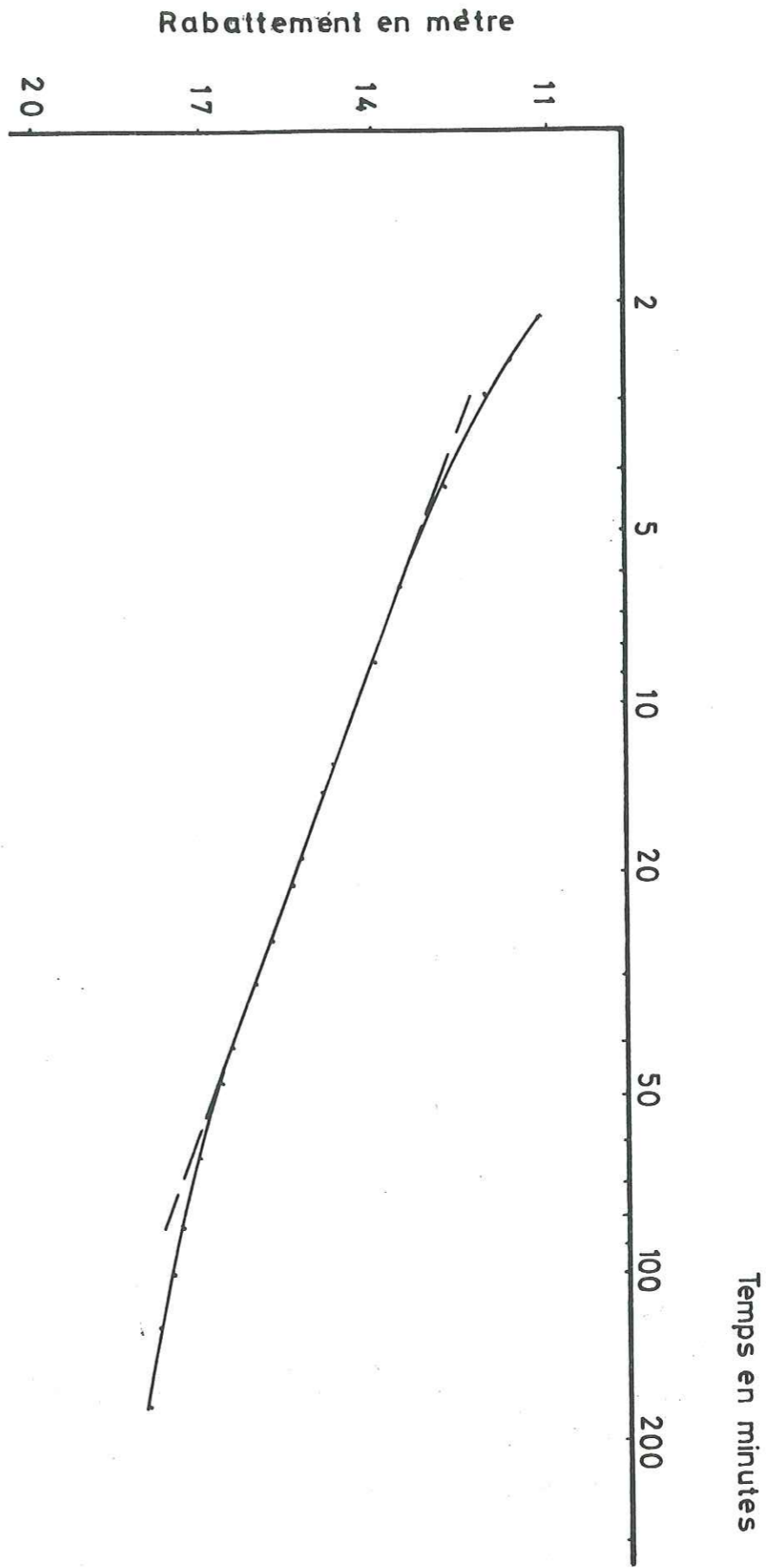
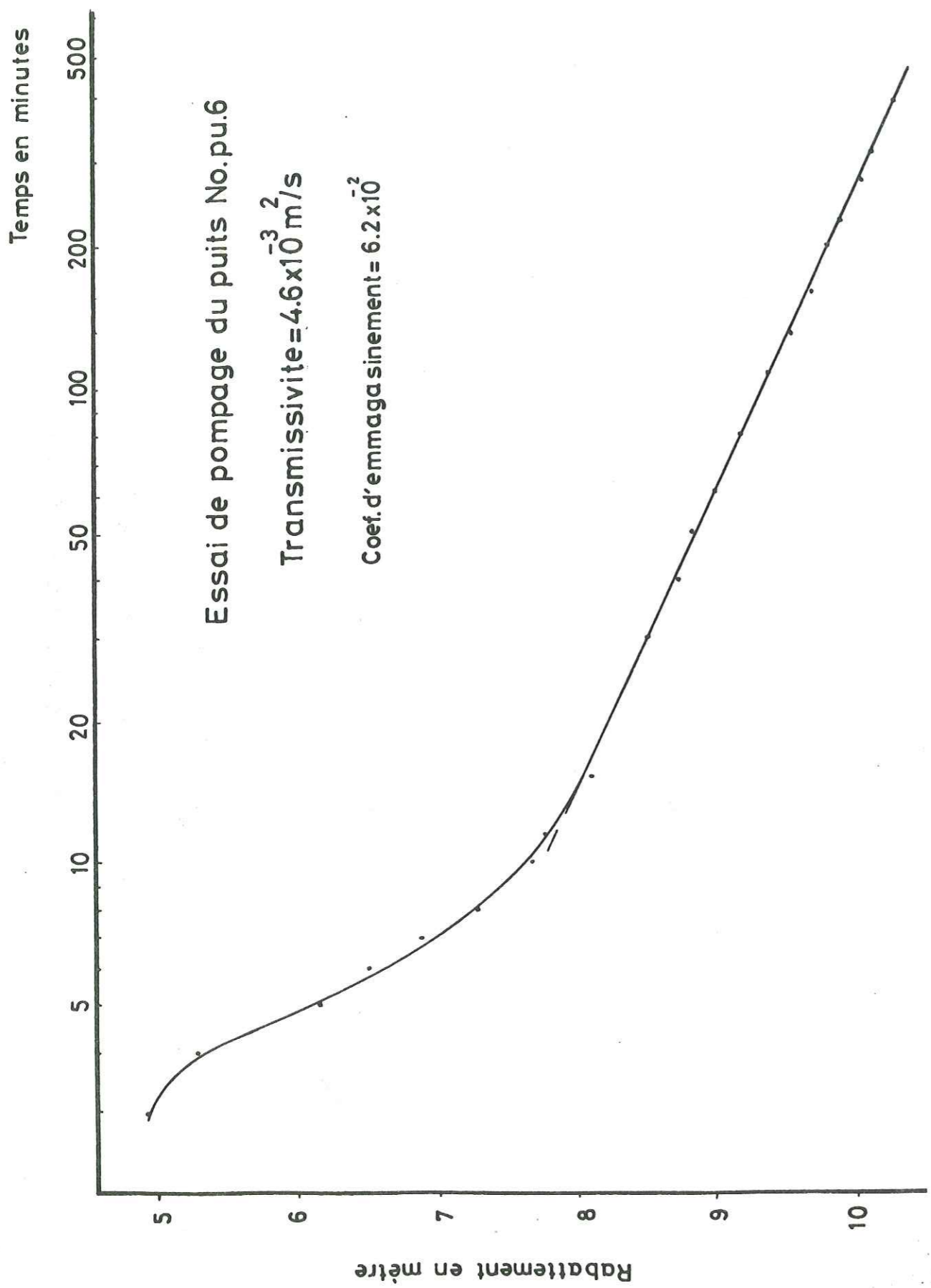


Fig.2.6



Essai de pompage du puits No.pu.7

Essai de remontée
 Transmissivite= 1.5×10^{-2} m/s

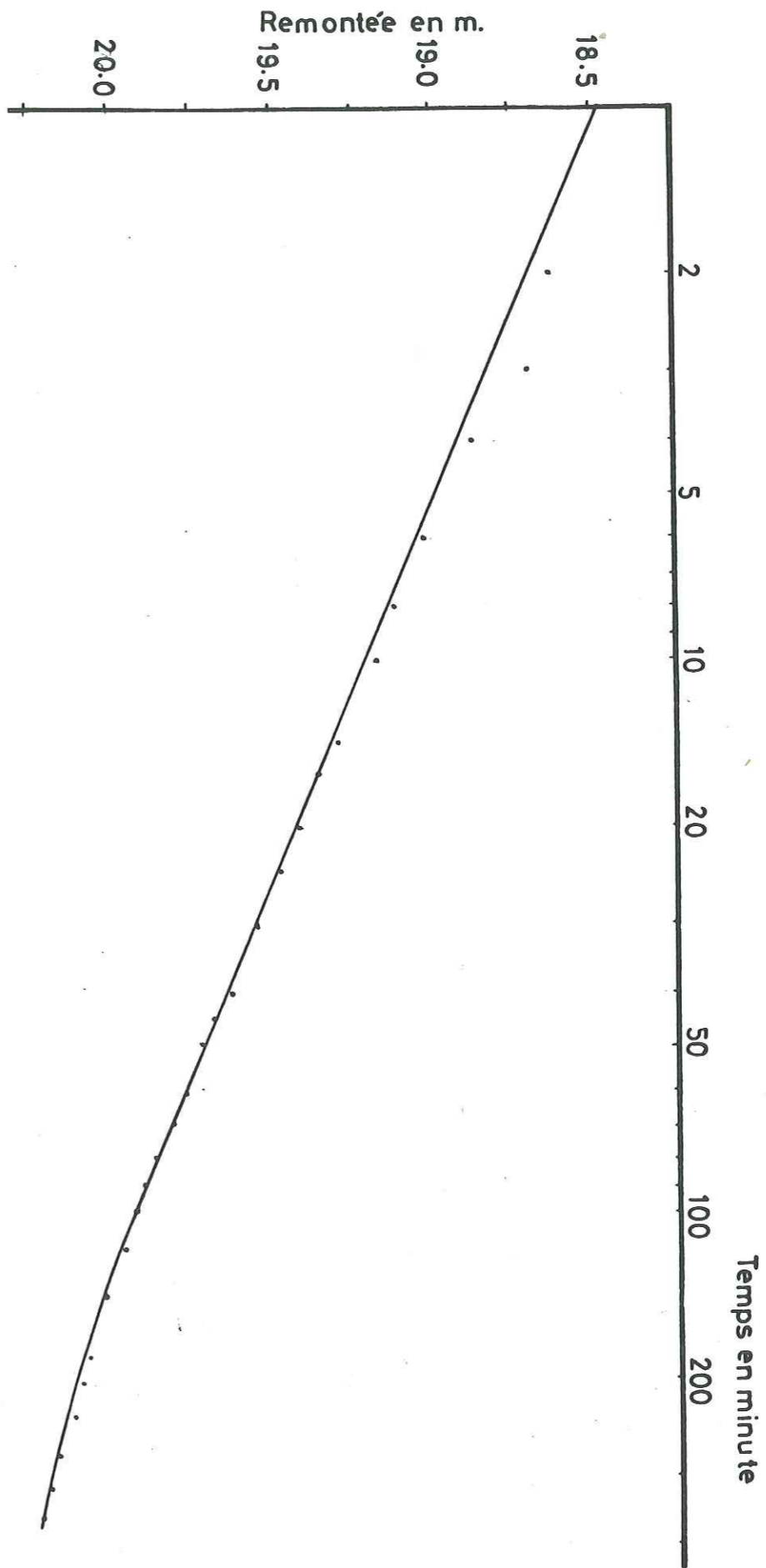


Fig.2.7

Fig.28

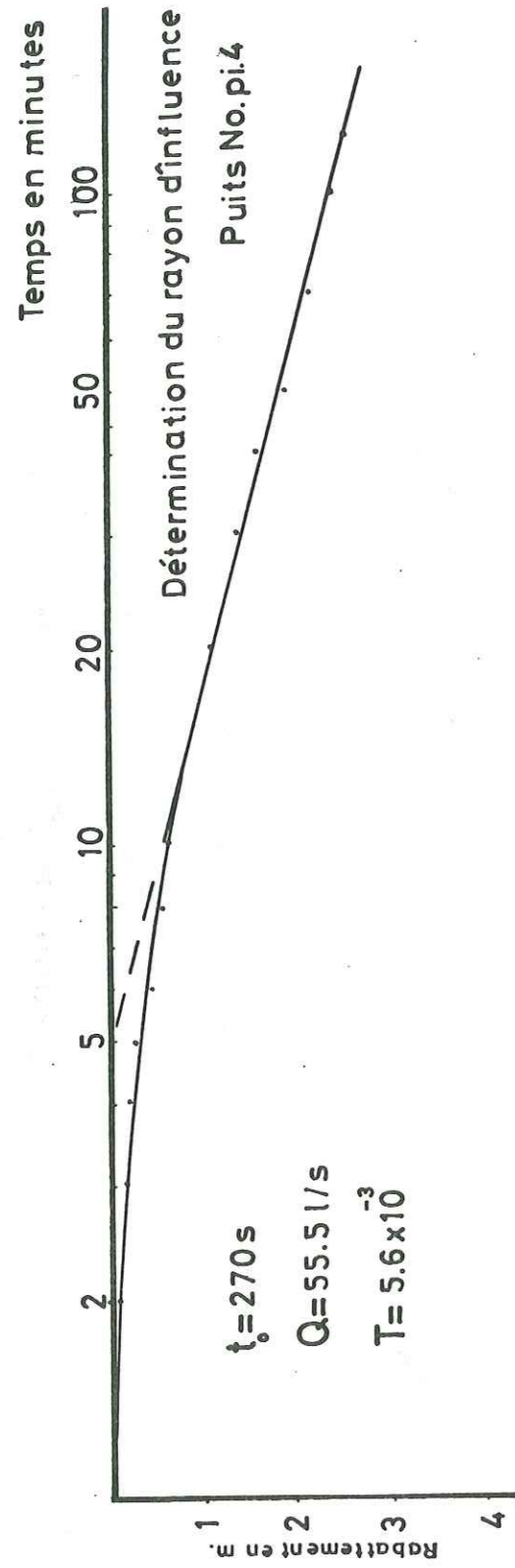


Fig.29

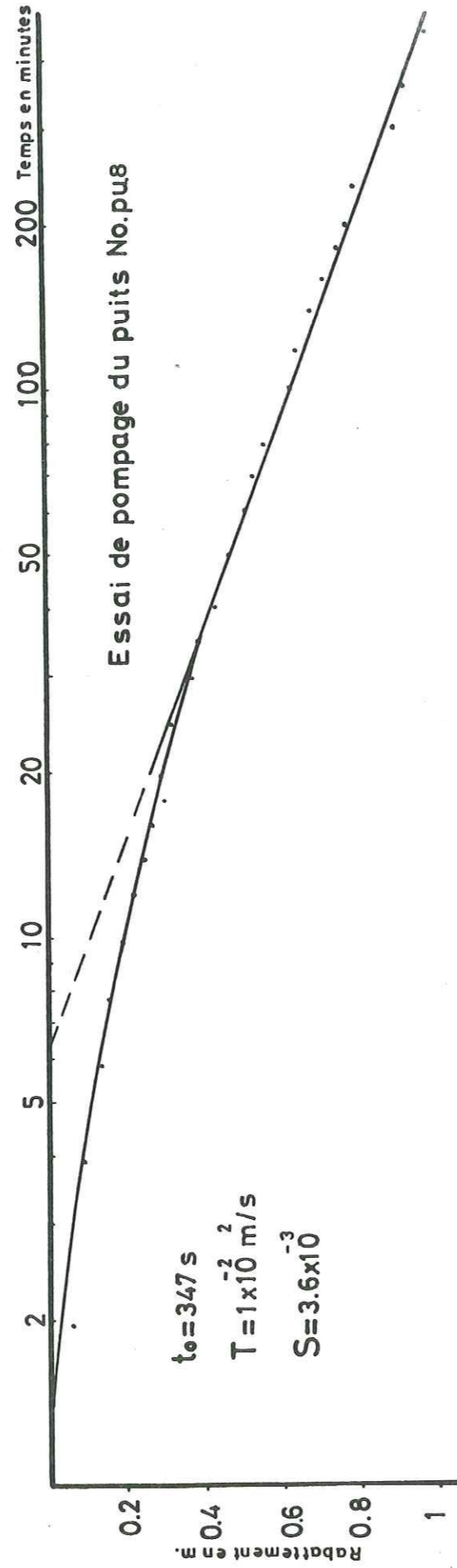


Fig.30

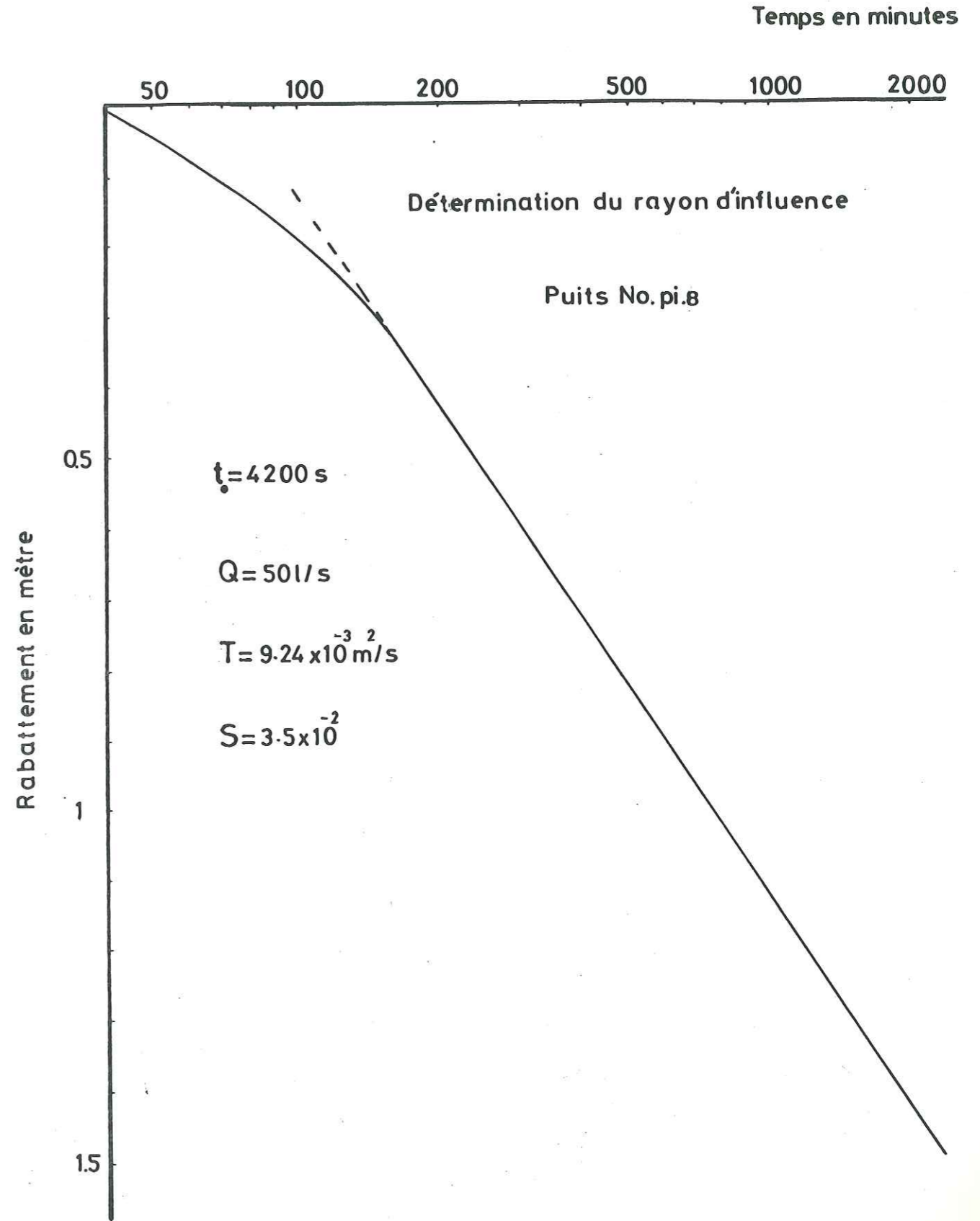
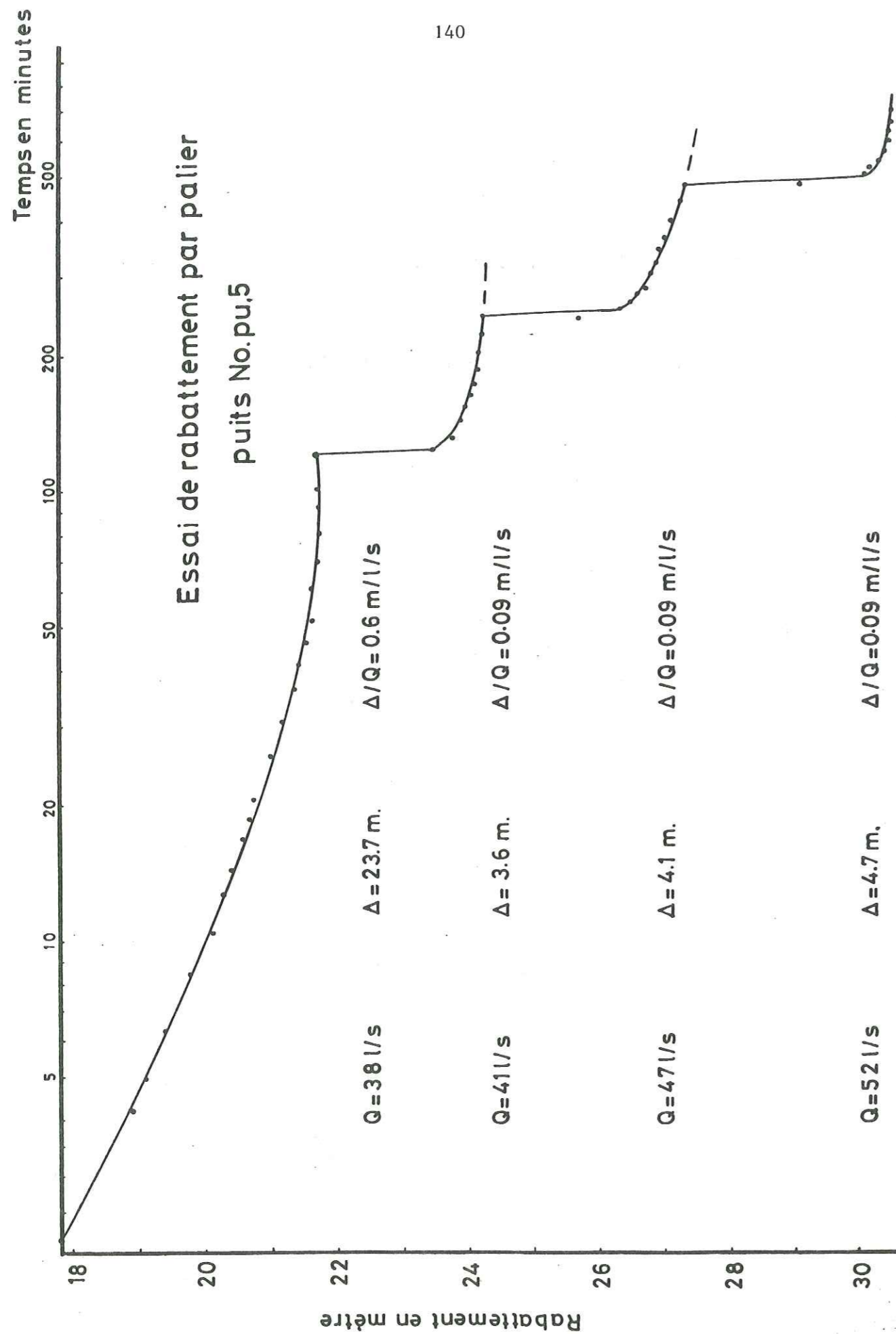


Fig.31



140

141

TABLEAU N° 14

N° puits	Niveau statique m	Débit l/s	T m ² /s.			S %
			Puits	Piézomètre	Confirmée	
P _u 1 - P _i 1	Artésien	50	2,5 x 10 ⁻³	2,6 x 10 ⁻³	2,6 x 10 ⁻³	8 x 10 ⁻⁴
F ₁	10	47	2,5 x 10 ⁻³			
P _u 2 - P _i 2	5	30,5	1,6 x 10 ⁻³	1,8 x 10 ⁻³	1,7 x 10 ⁻³	3 x 10 ⁻²
P _u 3 - P _i 3	8,20	47	1 x 10 ⁻²	7,5 x 10 ⁻³	9,2 x 10 ⁻³	
P _u 4 - P _i 7	Artésien	35	4,6 x 10 ⁻³	4,3 x 10 ⁻³	4,6 x 10 ⁻³	6,5 x 10 ⁻³
F ₄	Artésien	59	6 x 10 ⁻³			
P _u 5 - P _i 8	11	50	2,3 x 10 ⁻³	5,8 x 10 ⁻³	4 x 10 ⁻³	4 x 10 ⁻²
P _u 6	4,6	86	4,6 x 10 ⁻³			6,2 x 10 ⁻²
F ₈	6,30	16	1,6 x 10 ⁻³			
F ₁₈	8,10	42	1,3 x 10 ⁻³			
F ₂₅	3,60	21	1,3 x 10 ⁻³			
F ₃₁	6,30	86	1,3 x 10 ⁻³			
F ₃₂	11,30	31	1,9 x 10 ⁻³			
F ₃₃	15,50	59	2,4 x 10 ⁻³			

(Pu = Puits - Pi = Piézomètre - F = Forage d'observation)

VII - 6.1.2. Evaluation de T par l'analyse des mesures géophysiques

La carte de transmissivité est construite en utilisant les résultats des études hydrogéologiques et géophysiques (essentiellement la résistivité transversale) et elle constitue la planche N° 9

L'interprétation des résultats des sondages géoélectriques a été réalisée à l'emplacement de chaque puits ou près du puits en tenant compte de la valeur de la résistivité de l'eau (par normalisation des données de la carte de conductivité électrique).

Le tableau suivant montre la relation statistique entre la transmissivité (obtenue par essai de pompage) et la résistivité transversale (obtenue par sondage géoélectrique). Les valeurs sont reportées sur le diagramme suivant, et une relation linéaire entre deux variables est mise en évidence par la méthode des moindres carrés.

L'équation obtenue est :

$$T = 0,10 RT - 82$$

Pour les zones où nous n'avons pas eu de résultats d'essais de pompage, les valeurs de la transmissivité ont été calculées par cette équation.

Relation par la méthode des moindres carrés entre la transmissivité et la résistivité transversale.

X	Y	XY	X ²	N° puits
Résistivité transversale ohm/m ²	Transmissivité m ² /j			
6 200	800	496 x 10 ⁴	3844 x 10 ⁴	3
6 000	500	3 x 10 ⁶	36 x 10 ⁶	4
5 900	350	2065 x 10 ³	3481 x 10 ⁴	5
12 000	1 200	144 x 10 ⁵	144 x 10 ⁶	7
20 000	2 000	40 x 10 ⁶	400 x 10 ⁶	8

L'équation des moindres carrés est :

$$Y = ax + b$$

où

$$a = \frac{n \sum(XY) - \sum x \sum Y}{n \sum X^2 - (\sum X)^2} = 0,105 \quad (n = 5 \text{ paires})$$

$$b = \frac{\sum Y}{n} - \left(\frac{\sum X}{n}\right)a = -82,1$$

d'où

$$T = 0,10 (RT) - 82 \quad (\text{fig. 32})$$

La carte des transmissivités (Pl. N° 9) montre une zone de grande transmissivité (700-800 m²/j) dans le cône de déjection de Chah-Passand. A la bordure nord et en direction du nord-ouest, elle diminue et atteint la valeur de 100 m²/jour. Au Sud-Ouest de Gonbad-e-Qabus dans un petit secteur la transmissivité augmente et arrive à 400 m²/jour.

VII - 6.2. Détermination du rayon d'influence

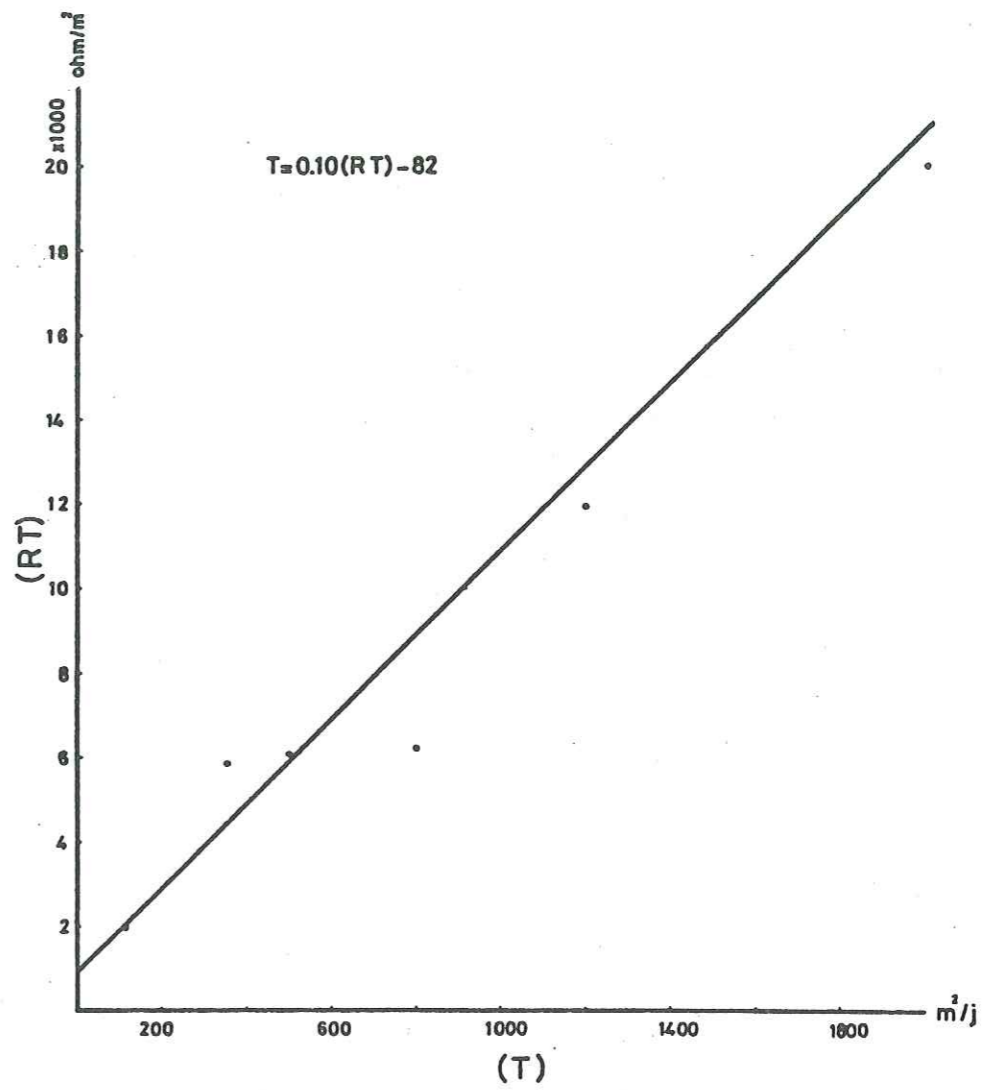
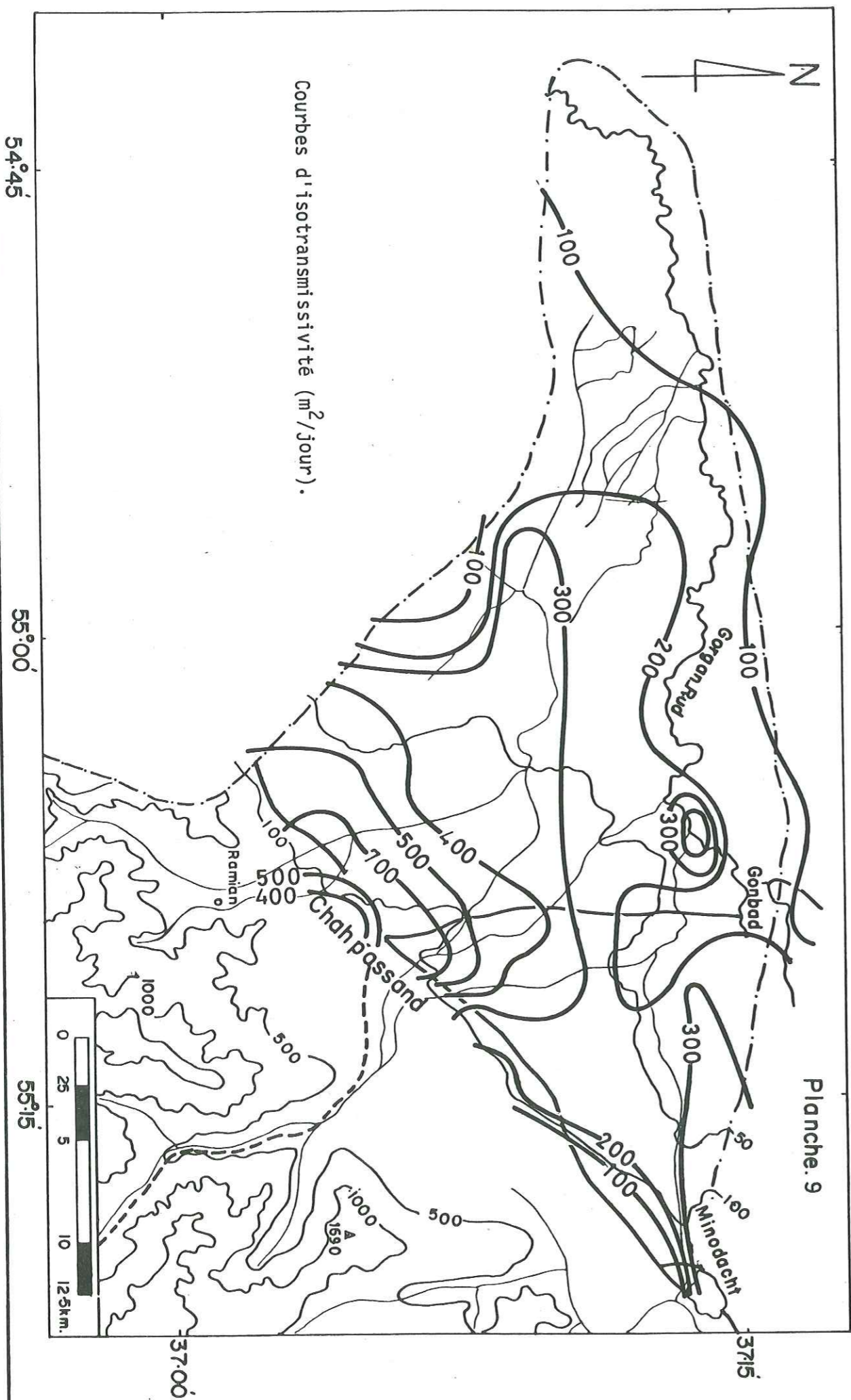
La formule utilisable dans les domaines de validité de la loi de Theis-Jacob est :

$$r = 1,5 \sqrt{\frac{Tt}{S}}$$

Le rayon d'influence varie dans la région d'étude. Dans les nappes captives, le rayon d'action est très grand mais dans les nappes à surface libre, il est d'environ 50 à 100 mètres.

A 10 km de Gorgan rud au piézomètre N° 8, nous avons calculé ce rayon qui est de 50 mètres et au piézomètre N° 4 de 84 mètres. Pour le piézomètre N° 8 :

$$Q = 50 \text{ l/s} \quad t_0 = 4 \text{ 200 s} \quad T = 9,24 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$



Relation statistique entre la transmissivité
et la résistivité transversale.

Fig.32

$$S = 0,035 \%$$

$$R = 50 \text{ m}$$

Pour le piézomètre N° 4 :

$$Q = 55,5 \text{ l/s} \quad t_0 = 270 \text{ s} \quad T = 5,6 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$S = 48 \times 10^{-4}$$

$$R = 84 \text{ m.}$$

VII - 6.3. Calcul du coefficient de perméabilité

On peut déterminer le coefficient de perméabilité par les essais de débits avec piézomètre.

Le graphique rabattement-logarithme de la distance permet de déterminer le coefficient de perméabilité K.

On peut admettre que l'on est en régime d'équilibre et avec Dupuit imaginer que le "massif aquifère" exploité est limité à la distance X de l'axe du puits par une tranchée concentrique de réalimentation.

Les débits des filets liquides sont :

$$Q = Ki A$$

K = le coefficient de perméabilité de l'aquifère en m/s

i = le gradient hydraulique ($\frac{dy}{dx}$)

A = la section d'apport, qui est égale à la surface latérale du cylindre de rayon X et de la hauteur Y ($A = 2 \pi XY$).

Donc :

$$Q = 2 KXY \pi \frac{dy}{dx} \quad (1)$$

$$Q = \frac{dx}{x} = 2 \pi KY dy$$

$$Q d(1_n X) = \pi K d(Y)^2 \quad (2)$$

Le coefficient de perméabilité par hypothèse est constant et le débit est invariable, donc en régime permanent l'intégration de la formule(2) donne :

$$Q 1_n X = \pi KY^2 + C^{te} \quad (3)$$

pour un cylindre de hauteur Y_1 situé à une distance X_1 du puits :

$$Q 1_n X_1 = \pi KY_1^2 + C^{te} \quad (4)$$

$$C^{te} = Q 1_n X_1 - \pi KY_1^2$$

$$Q = \pi K \frac{Y_2^2 - Y_1^2}{1_n (X/X_1)}$$

et pour un cylindre de hauteur Y_2 situé à une distance X_2 du puits, nous avons :

$$Q = \pi K \frac{Y_2^2 - Y_1^2}{1_n (X_2/X_1)} = 1,366 K \frac{Y_2^2 - Y_1^2}{\log (X_2/X_1)}$$

Donc :

$$K = \frac{Q \log (X_2/X_1)}{1,366 (Y_2^2 - Y_1^2)}$$

Y_1 = rabattement dans le piézomètre N° 1 pour le débit constant q

Y_2 = rabattement dans le piézomètre N° 2 pour le débit constant q

X_1 et X_2 sont les distances des piézomètres N° 1 et N° 2 à l'axe du puits.

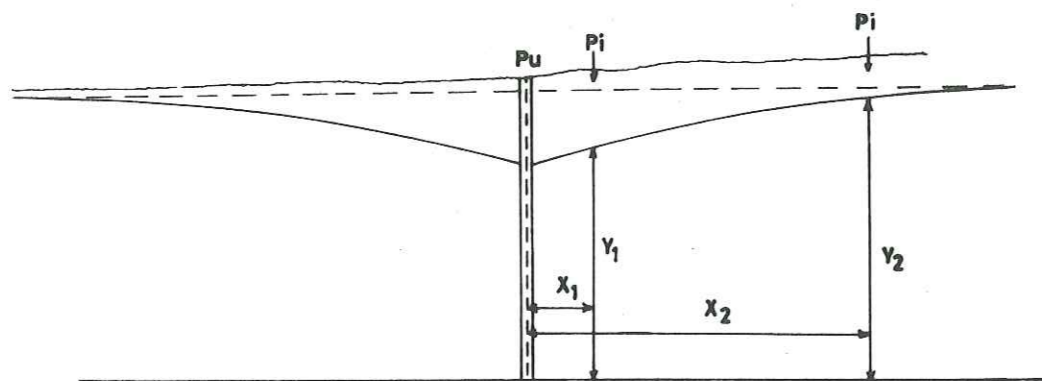
Nous avons choisi comme hauteur moyenne de l'aquifère : 200 mètres. La perméabilité calculée par la formule ci-dessus avec un débit de pompage de 110 m³/h est :

$$K = \frac{110 \log (40/3)}{3600 \times 1,366 \times 55,5} = 4,5 \times 10^{-4} \text{ m/s}$$

$$Y_1 = 200 - 1,85 = 198,15$$

$$Y_2 = 200 - 1,72 = 198,29$$

$$Y_2^2 - Y_1^2 = 55 \text{ m}$$



Coupe schématique

VII- 6.4. Présentation graphique des propriétés des nappes

La représentation graphique des propriétés des nappes se fait sur les cartes piézométriques par les courbes isopièzes en basses eaux et hautes eaux, et nous avons montré aussi la profondeur des aquifères, l'électro-conductivité des aquifères, le genre d'eau des aquifères sur les planches N° 10-14

VII - 6.4.1. Cartes piézométriques

Nous avons mesuré chaque mois le niveau piézométrique de la nappe phréatique et des nappes profondes, et le nivellement topographique des points d'eau de la plaine, nous a permis d'établir les cartes piézométriques. Un réseau de 56 points d'eau, répartis dans toute la plaine, a été choisi.

Nous avons fait deux cartes piézométriques correspondant aux nappes phréatique et profonde. Il faut noter que le fonctionnement de certains pompages pendant l'été sur quelques points de mesures était

inévitables. La carte piézométrique de l'aquifère phréatique a été établie à partir des niveaux piézométriques des points d'eau mesurés. Les cartes ont permis de préciser les axes des écoulements souterrains, l'alimentation, les exutoires des nappes, le gradient hydraulique (maximums et minimums), la convergence et la divergence des lignes de courant et les zones convexes et concaves de la surface piézométrique.

En général, la surface piézométrique la nappe phréatique suit la surface de la plaine.

L'eau de la nappe profonde se dirige vers le Nord-Ouest et un grand axe de drainage des eaux souterraines suit parallèlement de Chah-Passand vers le Nord-Ouest. Deux lignes de partage des eaux de directions sud-est - nord-ouest divisent l'écoulement selon les directions Nord-Nord-Ouest et Ouest-Nord-Ouest (Pl. N° 10)

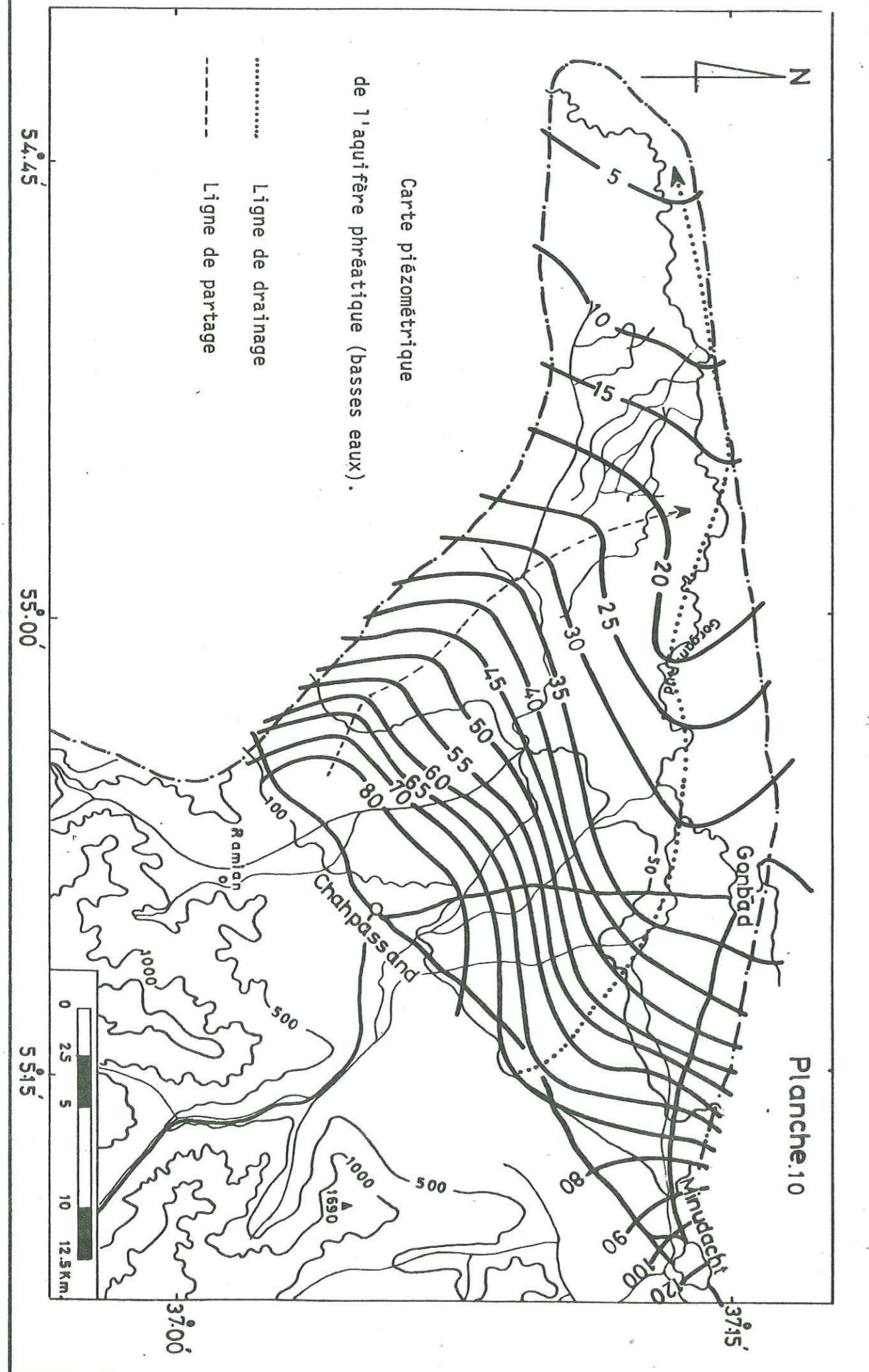
L'écoulement souterrain de la nappe phréatique est presque celui de la nappe profonde. Comme le montre la Planche N° 11, la nappe phréatique a un axe de drainage de direction parallèle à la rivière de Gorgan-rud et il y a une ligne de partage des eaux qui divise l'écoulement selon deux directions : Nord-Nord-Ouest et Ouest-Nord-Ouest.

Les cartes piézométriques montrent que toutes les nappes sont alimentées par les piémonts au sud de la plaine.

VII - 6.5. Gradient hydraulique de la surface piézométrique

A cause de l'hétérogénéité des formations, le gradient hydraulique varie d'un point à l'autre.

Pour la nappe profonde, le gradient hydraulique est de 7 m/km à l'Est de la plaine et de 1,5 m/km à l'Ouest de la plaine. Le maximum du gradient hydraulique dans la nappe phréatique est de 5 m/km au centre de la plaine, le minimum est de l'ordre de 1 m/km à l'Ouest de la plaine étudiée.



VII - 6.6. Mouvement et emmagasinement de l'eau souterraine

Pour cette estimation, on suppose qu'il y a un écoulement selon une seule direction sur une distance de 20 km depuis le piémont jusqu'à la rivière de Gorgan-rud.

Le temps de parcours a été calculé seulement pour l'aquifère profond, en supposant un système aquifère continu qui a les propriétés suivantes :

Porosité efficace	$P_e = 0,06$
Perméabilité	$K = 4,6 \times 10^{-4} \text{ m/s}$
Gradient hydraulique moyen	$i = 0,005$

La vitesse d'infiltration sera :

$$v = K \frac{i}{P_e} = 3,8 \times 10^{-5} \text{ m/s}$$

Cette valeur correspond à la vitesse d'une particule actuelle de l'eau et il y a certainement des fluctuations quelquefois très grandes de la pression.

Le temps approximatif de traversée du piémont à la rivière de Gorgan-rud (une distance de 20 km) sera donc

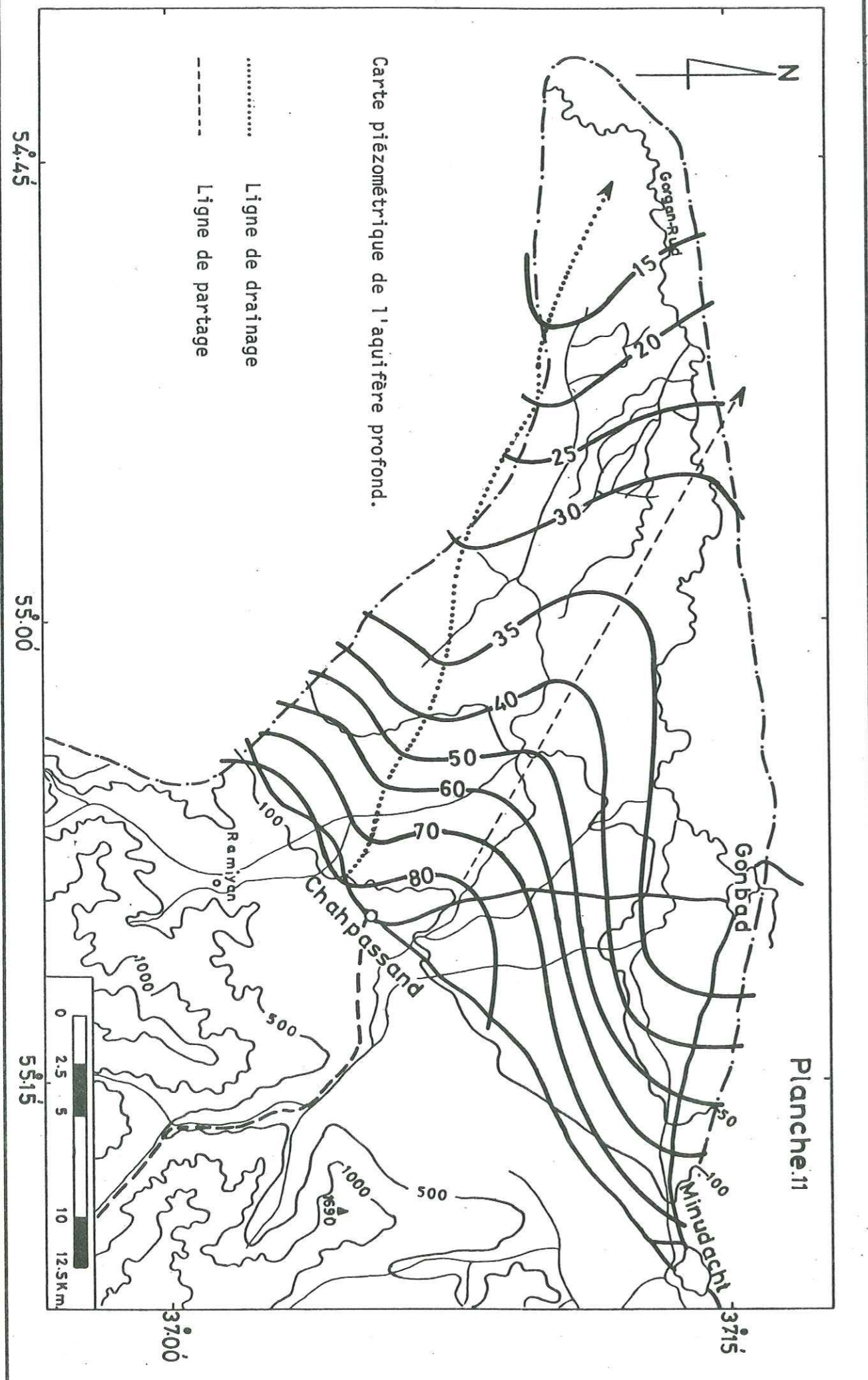
$$t = 1/v = \frac{20\,000}{3,8 \times 10^{-5} \times 31536 \times 10^3} = 16 \text{ ans}$$

VII - 6.7. Bilan et volume d'eau emmagasinée

L'équation d'équilibre en hydrologie pour l'eau souterraine est :

Entrées d'eau = sorties d'eau \pm variations des volumes emmagasinés, soit

$$(QE - R) = (Q_s + P_{ge} + Et + D) \pm \Delta V$$



- Q_E = eau entrée par la zone d'alimentation du Sud.
- R = réserve globale due aux précipitations efficaces, au retour de l'eau d'irrigation, à l'infiltration, etc...
- Q_S = eau qui sort des zones nord et nord-ouest.
- P_{ge} = somme moyenne des eaux pompées dans les aquifères phréatique et profonde.
- Et = évapotranspiration potentielle calculée dans les zones où la surface de l'eau est élevée (de zéro à trois mètres de la surface du sol).
- D = drainage des aquifères peu profonds par la rivière de Gorgan-rud et les autres rivières.
- ΔV = somme des variations des réserves en eau des aquifères.

Détermination des termes de l'équation :

1 - Eau entrée par la zone d'alimentation (Q_E) :

Par l'équation de continuité et la loi de Darcy pour l'écoulement en milieu poreux on détermine ce terme :

$$Q = AV \quad V = -ki \quad A = L \times b$$

"L" est la longueur de la surface normale aux lignes de courants.

"b" est la profondeur moyenne de la zone saturée.

donc

$$Kb = \text{transmissivité (T)}$$

$$i = \text{gradient hydraulique}$$

$$Q = LTi$$

Nous avons calculé la valeur de la transmissivité moyenne par les essais

de pompage et par corrélation des résultats de pompage et des résistivités transversales. Le gradient hydraulique est obtenu à partir des courbes piézométriques. Donc :

$$Q_E = 37 \text{ MCM/an.}$$

2 - Eau qui sort aux exutoires (Q_S) :

Comme le montrent les cartes piézométriques, dans notre région la quantité d'eau souterraine qui sort des aquifères, phréatique ou profond, est très petite ou négligeable. Le gradient hydraulique et la transmissivité dans les zones de sorties sont très petites ($i = 1-3 \text{ m/km}$ et $T = 100-150 \text{ m}^2/\text{j}$).

2 -a- La quantité de l'eau qui sort de l'aquifère profond :

Au Nord-Ouest de la région, la longueur efficace est de 10 km

$$i = 0,002 \quad T = 100 \text{ m}^2/\text{j} \quad Q_S = 0,7 \text{ MCM/an}$$

et au Nord de la région la longueur efficace est de 20 km

$$i = 0,002 \quad T = 150 \text{ m}^2/\text{j} \quad Q_{S2} = 2. \text{ MCM/an.}$$

2 -b- Pour la nappe phréatique, nous avons trouvé une valeur de l'ordre de 0.3 MCM/an.

Donc :

$$Q_S = Q_{S1} + Q_{S2} + Q_{S3} = 3 \text{ MCM/an.}$$

3 - La somme des pompages et des débits des ganats (P_g) :

Nous avons estimé les valeurs à partir du rapport de l'Office d'irrigation de Gonbad-e-Qabus :

débits des ganats	9 MCM/an
puits artésiens sans pompes	12 MCM/an
puits profonds (équipés d'une pompe)	19 MCM/an
puits semi-profonds	58 MCM/an

Total = 98 MCM/an

4 - Evapotranspiration potentielle (E_t) :

Dans les zones où les surfaces libres sont à moins de trois mètres de profondeur, les aquifères phréatiques subissent des pertes par évapotranspiration à cause du mouvement de capillarité et de la transpiration des plantes. Sur la planche N° 5, nous avons montré les zones à surface libre élevée.

L'équation pour évaluer ce terme est :

$$E_t = \sum A \times a \times w$$

(a) "A" : est la somme des surfaces des zones A_1 , A_2 , A_3 :

A_1 = zones où la profondeur de la surface libre est de moins d'1 mètre

A_2 = zones où la profondeur de la surface libre est comprise entre 1 et 2 mètres

A_3 = zones où la profondeur de la surface libre se situe entre 2 et 3 mètres

(b) "w" : est l'évapotranspiration potentielle excédentaire qui est déterminée par la différence entre les précipitations mensuelles et l'évapotranspiration potentielle mensuelle. Nous avons trouvé la valeur de l'évapotranspiration potentielle en multipliant l'évaporation corrigée par 0,65 (ce facteur de poids est fonction de la couverture végétale (Kataz, 1969)). On soustrait les précipitations mensuelles de l'évapotranspiration potentielle quand la valeur des précipitations mensuelles est inférieure à celle de l'évapotranspiration potentielle (tableau suivant).

TABLEAU N° 15. Evapotranspiration potentielle moyenne dans la zone à surface libre d'eau élevée (0 - 3 m).

	Oct	Nov	Déc	Ja	F	M	A	Mai	J	Jt	A	S	Total
Evaporation corrigée	87	55	20	7	6	16	50	92,5	141,5	175	173	117,5	
Evapotranspiration potentielle (0,65xEv.corrigée)	56,5	35,5	13	4,5	4	10,5	32,5	60	92	114	112,5	76,4	
Précipitation	14	40	41,5	26	30,5	35	34,5	16	13	4	8	15	
Evapotranspiration moins précipitation	42,5							44	79	110	104,4	61,5	441,5

$$w = 441,5$$

(c) "a" : est le facteur de poids pour w.

$a_1 = 1,0$ quand la profondeur de l'eau est inférieure de 1 mètre

$a_2 = 0,5$ quand la profondeur de l'eau est entre 1 et 2 mètres

$a_3 = 0,3$ quand la profondeur de l'eau est entre 2 et 3 mètres

Le résultat du calcul est le suivant :

Profondeur de l'eau souterraine en m	moyenne de la surface en km ²	a x w en mm	Et MCM/an
< 1 m	25	441,5	11
1 - 2 m	100	220,7	22
2 - 3 m	120	132,5	16
TOTAL	245 km ²		49 MCM/an

5 - Drainage des aquifères peu profonds :

Pendant l'été, la rivière de Gorgan-Rud à l'Ouest de Gonbad-e-Qabus est presque sèche, mais dans quelques tronçons de cette rivière où elle draine les nappes peu profondes, il y a des bassins où on pompe pour l'irrigation des fermes. Nous avons estimé la valeur de l'ensemble de l'eau pompée dans la rivière pendant l'été. Cette valeur est de l'ordre de 19 MCM/an.

6 - Variations des réserves souterraines (ΔV) :

A cause de l'anisotropie et de l'hétérogénéité des aquifères, il est difficile de connaître le nombre exact des aquifères et nous avons supposé qu'il y avait deux aquifères

(a) - l'aquifère phréatique dont la profondeur est inférieure à 50 mètres

(b) - l'aquifère profond dont la profondeur est supérieure à 50 mètres.

Nous avons enregistré les variations de la surface piézométrique pour les deux aquifères.

La formule pour calculer la variation des réserves souterraines est :

$$\Delta V = \sum_1^n (\delta V)$$

où

" δV " est la variation des réserves de chaque aquifère

"n" est le nombre de d'aquifères.

Nous avons supposé que l'aquifère profond ne présente pas de variation de réserves :

$$\Delta V = \delta V_1 + \delta V_2 \rightarrow 0$$

$$\Delta V = \delta V_1$$

Les variations de la surface de la nappe phréatique en fonction du temps ont été tracées sur diagramme et nous avons obtenu un hydrogramme composite. Pl. N° 17

La pente moyenne de l'hydrogramme composite est de +0,2 m/an. La formule pour calculer cette valeur est :

$$\Delta V = \alpha AS$$

α = la pente moyenne = +0,2 m/an

A = la superficie de la plaine = 700 km²

S = le coefficient d'emménagement moyen = 5,5 % (ou 0,055)

ΔV = la variation moyenne des réserves = $\alpha \cdot A \cdot S$ = 8 MCM/an

7 - Les réserves globales sont constituées par les précipitations efficaces, le retour de l'eau d'irrigation et l'infiltration, etc... (R) :

Nous pouvons calculer cette valeur par l'équation de l'équilibre hydrologique :

$$(Q_E + R) = (Q_S + P_{ge} + Et + D) \pm \Delta V$$

$$(37 + R) = 3 + 98 + 49 + 19 + 8$$

$$R = 140 \text{ MCM/an}$$

Par la formule ci-dessous, on peut estimer le volume d'eau emmagasinée dans la plaine.

$$V = A \times S \times e$$

e = épaisseur moyenne de l'aquifère phréatique et de l'aquifère profond (200 m)

S = coef. moyen d'emménagement (0.027)

A = superficie de la plaine (700 km²)

$$v = 3 \ 780 \text{ MCM.}$$

VII - 6.8. Vérification du bilan hydrogéologique obtenu par l'équation du bilan.

Nous avons trouvé la valeur de la réserve globale due aux précipitations efficaces, au retour de l'eau d'irrigation, à l'infiltration par l'équation du bilan. Nous pouvons aussi calculer cette valeur avec l'équation ci-dessous :

$$R = I_c + I_r + I_e$$

(I_c) = Infiltration à partir des canaux d'irrigation.

L'eau dérivée des rivières dans la plaine du bassin versant étudiée, pour l'irrigation, s'infiltré à travers son lit. Dans le chapitre IV-8, nous avons calculé cette valeur égale à 9,6 MCM/an.

(I_r) = Infiltration par retour du flot d'irrigation.

Pour évaluer cette valeur, il faut d'abord connaître les ressources et les quantités d'eau consommées pour l'irrigation. Les quantités d'eau prélevées dans les ressources de la nappe phréatique, de la nappe profonde et des ganates est estimée de 98 MCM/an (VII-6.7).

Les quantités d'eau prélevées dans les rivières (Q_i) sont calculées par l'équation ci-dessous :

$$Q_i = Q_e - (Q_s + I_c)$$

Q_e = Quantité d'eau entrée dans la plaine par les rivières pour l'année moyenne (voir IV-8).

Q_s = Quantité d'eau qui sort de la plaine par les rivières pour l'année moyenne (voir IV-8).

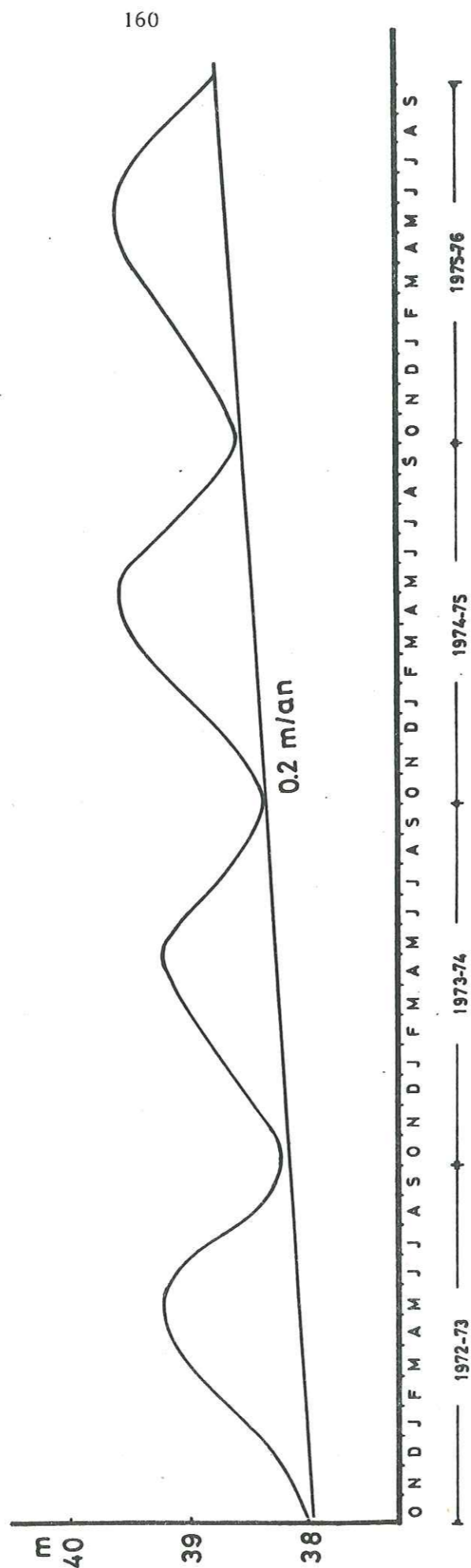
I_c = Infiltration à partir des canaux d'irrigation.
donc

$$Q_i = 630 - (510 + 9,6) = 110,4 \text{ MCM/an.}$$

Par conséquent, la quantité totale d'eau d'irrigation de la plaine du bassin versant étudiée est de l'ordre de 208,5 MCM/an.

HYDROGRAPHE COMPOSITE

Variations de la surface libre de l'aquifère phréatique.



A partir des rapports des études du service d'irrigation et d'agriculture, et à partir des données statistiques dans cette région, 10 % environ de l'eau d'irrigation s'infiltré vers l'aquifère phréatique, c'est-à-dire, chaque année nous avons environ 21 MCM d'infiltration à partir de l'eau d'irrigation.

(I_e) = Infiltration à partir des précipitations sur la plaine.

L'eau des précipitations, après avoir subi des pertes par évapotranspiration, absorption par la couverture végétale et ruissellement de surface, descend dans le sol sous l'action de la gravité, où elle alimente les eaux souterraines :

Eau de rétention, écoulement hypodermique, écoulement souterrain et reconstitution des réserves aquifères, mais l'évapotranspiration de la surface de la nappe dépense une part importante de l'eau infiltrée. Pour obtenir la valeur de l'infiltration efficace, il faut donc soustraire ces pertes d'eau par évapotranspiration. Nous avons calculé la valeur des précipitations moyennes annuelles dans la plaine de l'ordre de 392 MCM/an par la méthode des isohyètes et la valeur de l'évapotranspiration réelle moyenne annuelle dans la plaine est d'environ 252,7 MCM/an (Méthode de Thornthwaite). Nous avons aussi calculé la valeur de l'évapotranspiration à partir de la surface de la nappe qui est de l'ordre de 49 MCM/an (voir VII-6.7).

L'infiltration à partir des précipitations sur la plaine est de 90.3 MCM/an. Par conséquent, la valeur de la réserve globale due aux précipitations efficaces, au retour de l'eau d'irrigation, à l'infiltration par l'équation $R = I_c + I_r + I_e$ est de l'ordre de 121 MCM/an, tandis que d'après l'équation du bilan, nous avons calculé une valeur de 140 MCM/an. Autrement dit, cette dernière étude confirme les valeur calculées par l'équation du bilan.

Les résultats obtenus par le bilan hydrogéologique nous amènent à conclure que ce bilan d'exploitation est excédentaire (8 MCM/an) et les quantités que nous pourrions encore pomper en plus de l'exploitation existante par les forages sont au total de 8 MCM/an ou 8 % des volumes

exploités. Pour avoir une diminution de l'évapotranspiration à partir de la surface de la nappe, on peut augmenter les volumes exploités en certains points et ceci protégera le sol de la salinisation dans les zones, où les surfaces libres sont à moins de trois mètres de profondeur.

CHAPITRE VIII

ETUDE DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX

- Généralités
- Qualité de l'eau de surface
- Qualité des eaux souterraines

C H A P I T R E VIII

ETUDE DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX

VIII - 1. GENERALITES

Dans ce chapitre, nous étudierons

- Les teneurs des anions (HCO_3^- - Cl^- - SO_4^{--}) et des cations (Ca^{++} - Mg^{++} - Na^+ - K^+) des eaux exprimées en milliéquivalents par litre.
- La conductivité électrique à 25°C.
- Le PH et le résidu sec en mg/l ou p.p.m.
- Le taux d'absorption du sodium.
- La dureté totale permanente et carbonatée.
- Les analyses complètes faites sur des échantillons pris aux puits, ganates, rivières et aux sources.

L'étude chimique aboutit à l'établissement de cartes de la conductivité électrique des eaux, de la teneur en chlorures, du taux d'absorption du sodium et de cartes d'équi-rapports de divers éléments Ca^{++} , Mg^{++} et SO_4^{--} , Cl^- .

Les résultats montrent que la qualité de l'eau dépend de sa profondeur et de sa situation géographique dans la plaine.

A l'intérieur des cones de déjection et aux bordures des pié-

monts, la qualité de l'eau est très bonne et dans cette zone il n'y a pas beaucoup de différences entre les eaux des aquifères phréatiques et profonds. L'existence de grandes quantités d'eau douce au voisinage des cones de déjection montre l'importance et la qualité de l'alimentation dans cette zone (Pl. N° 13).

Les courbes à basses valeurs d'isoconductivité électrique s'avancent vers le Nord et soulignent les contours des cones de déjection. Entre les cones de déjection les teneurs en sels minéraux des eaux sont relativement élevées mais sont encore convenables pour les usages domestiques et l'irrigation. Il semble qu'il y ait une alimentation par le substratum fracturé.

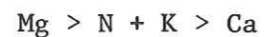
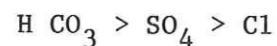
La salinité de l'eau augmente du Sud vers le Nord. En quelques points, la salinité de l'eau est plus élevée que celle de la mer Caspienne et il s'agit vraisemblablement d'eau connée.

En général, dans les aquifères profonds, la qualité de l'eau est bonne, mais au fur et à mesure de l'écoulement elle se détériore lentement. Dans ces aquifères, l'eau de bonne qualité existe encore vers le Nord et en quelques points elle arrive jusqu'à la bordure de la rivière de Gorgan-rud.

VIII - 2. LA QUALITE DE L'EAU DE SURFACE

La qualité de l'eau dans les rivières du bassin versant est convenable. En général, les eaux des rivières sont bicarbonatées avec un résidu sec total inférieur à 500 mg/lit (fig. 33).

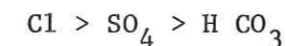
La formule caractéristique de la composition chimique est la suivante :



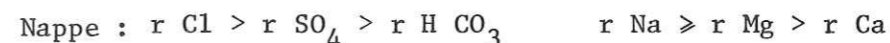
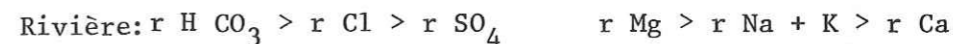
Les eaux des rivières de Khormalu, Quri-Tchay, Tchehel-Tchay et Zohabe sont de bonne qualité, même pendant les précipitations. Le résidu sec des eaux de ces rivières varie de 220 à 600 mg/lit. La formule caractéristique de la composition chimique de la rivière de Khormalu est :



mais pendant la saison sèche, le résidu sec augmente jusqu'à 1 000 mg/lit et sa formule devient :

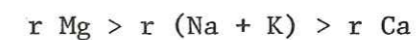
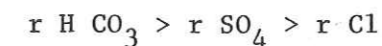


L'eau de la rivière de Gorgan-Rud à Gonbad-e-Qabus a une qualité acceptable, même pendant les précipitations. Quand elle a un débit de 2 m³/s la valeur de la conductivité électrique est de moins de 1 000 micro mohs/cm (pour le débit 3,9 m³/s la conductivité électrique est de 860 micro mohs/cm) mais quand le débit est inférieur à 1 m³/s, la conductivité électrique augmente jusqu'à 8 000 micro mohs/cm (fig. 34). Cette variation de la conductivité électrique confirme le drainage des aquifères phréatiques par la rivière, parce que l'aquifère phréatique en bordure de la rivière est salé. La relation ionique est :

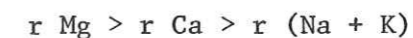
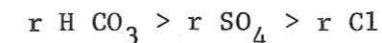


Les formules caractéristiques des autres rivières sont :

- Tchehele-Tchay :



- Zohab et Quri-Tchay :



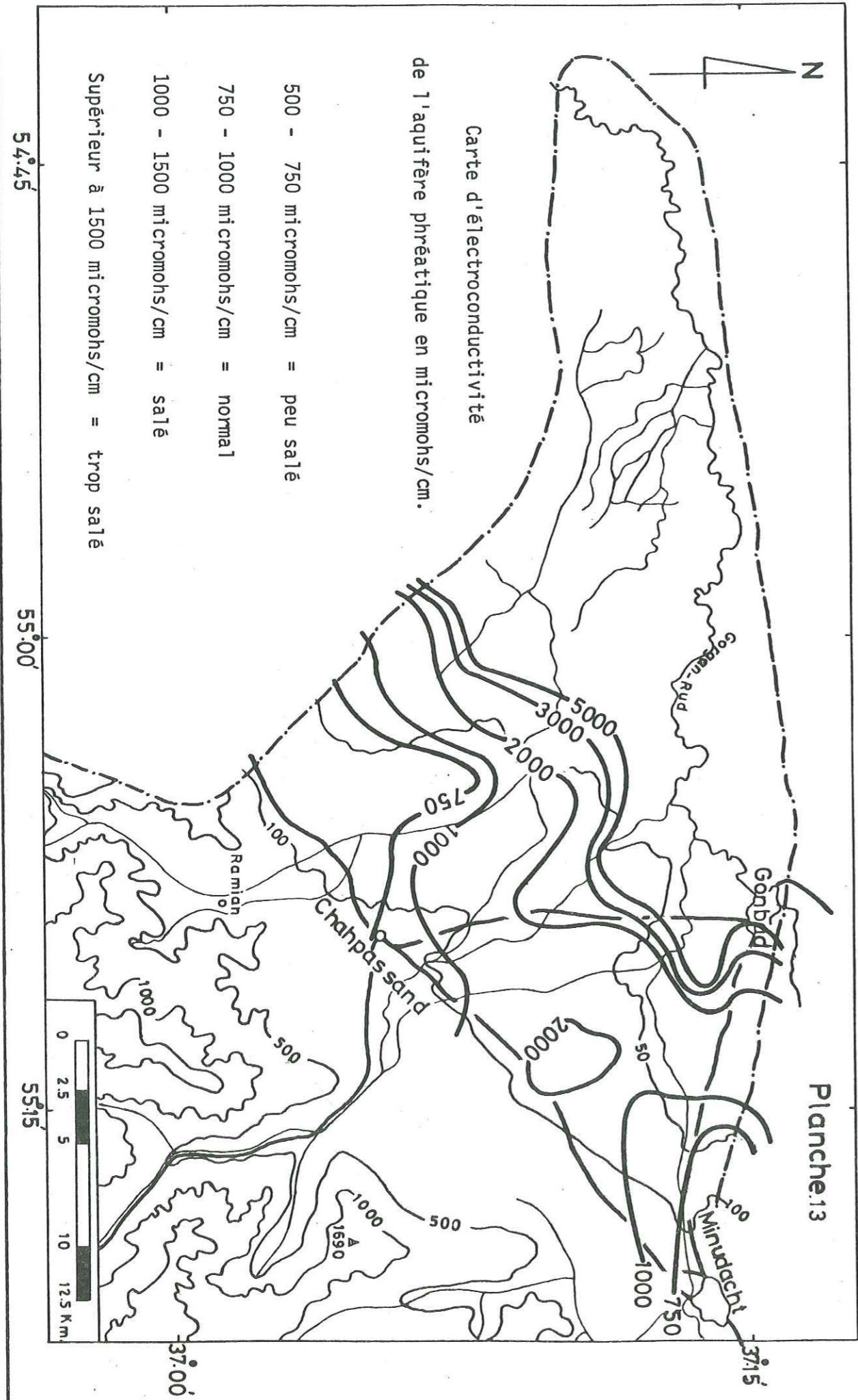
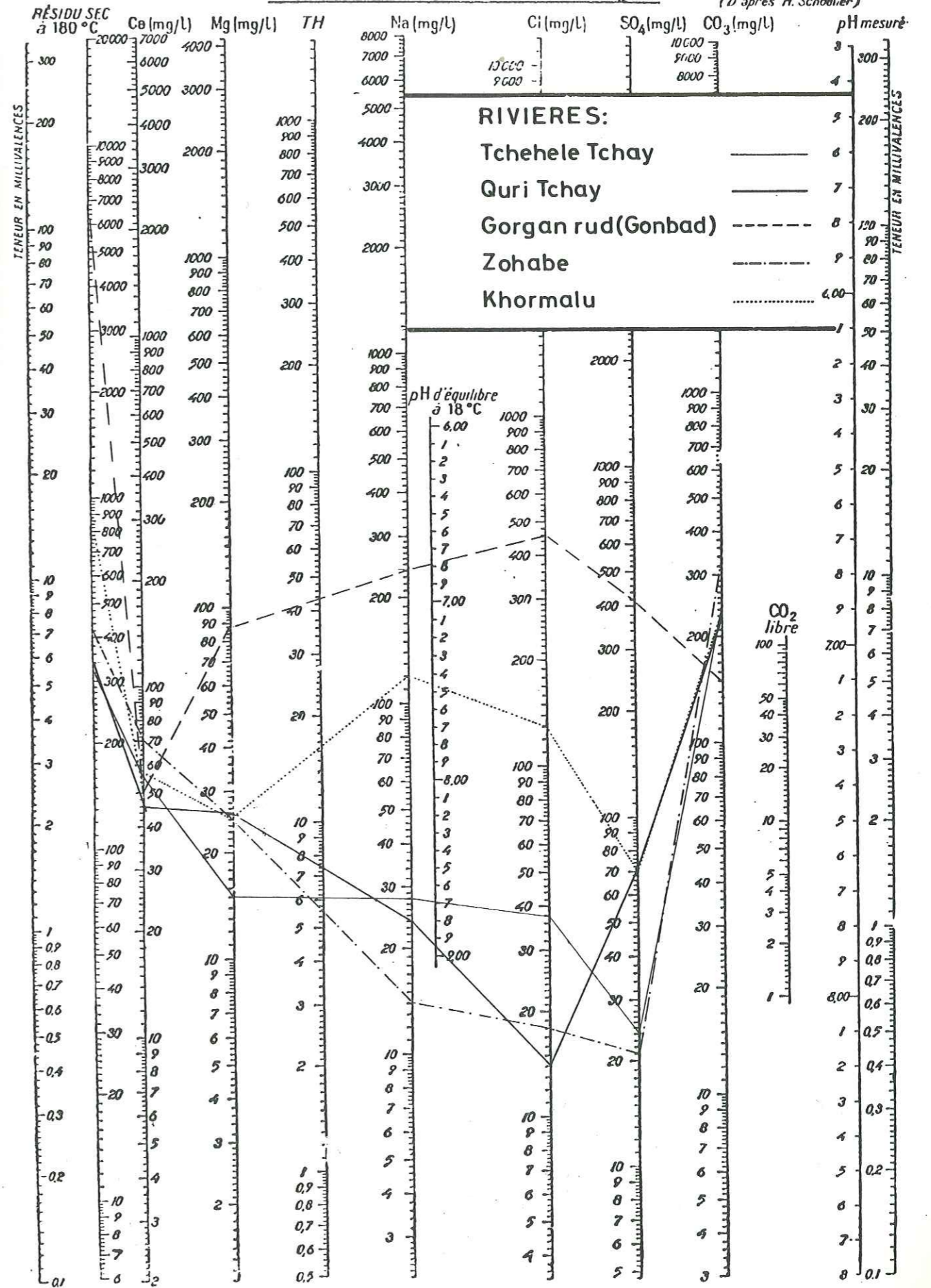
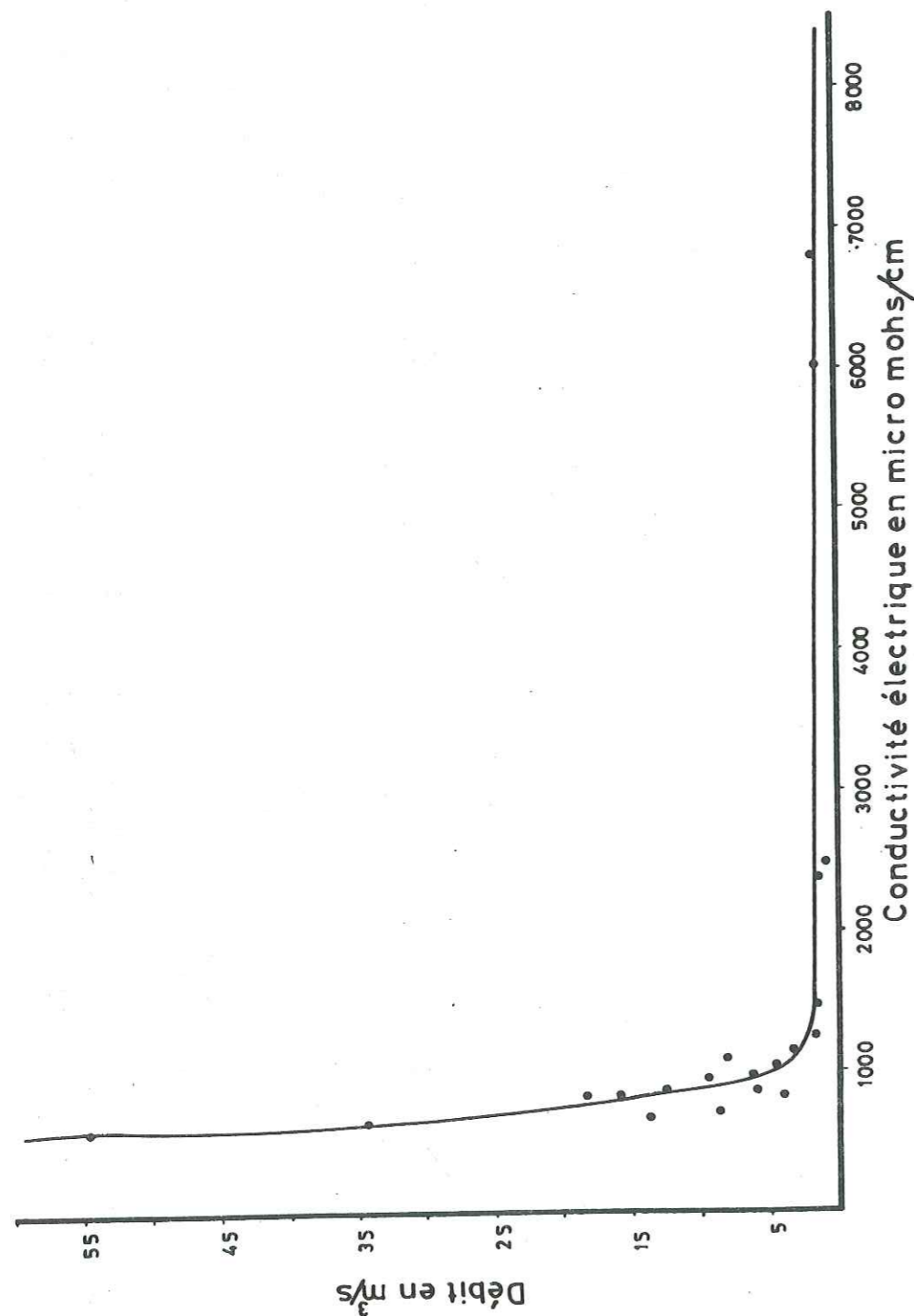


DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoeller)





Variation de la conductivité électrique en fonction du débit de la rivière de Gorganrud à la station de Gonbad-e-Qabus

D'après PAYAB

VIII - 3. QUALITE DES EAUX SOUTERRAINES

VIII - 3.1. Qualité des eaux des nappes

Les rivières qui traversent la plaine ont des eaux douces à conductivité électrique inférieure à 1 000 micro mhos/cm et par conséquent la salinité des eaux des nappes n'est pas due à celle des eaux de rivières. Les études hydrologique et hydrochimique apportent les explications suivantes sur la salinité des eaux souterraines au Nord-Ouest de la région étudiée.

A - Les eaux connées.

Dans les sédiments, ces eaux existent à cause des transgressions et régressions de la mer pendant le Tertiaire et le Quaternaire. Ces dépôts salés ont été identifiés dans le piézomètre N° 14 et en général ils se trouvent en dessous de 250 mètres de profondeur dans la partie nord de la plaine. Le déséquilibre hydrodynamique dû aux pompages dans ces zones provoque le mélange des eaux salées avec les eaux douces.

B - Combinaison des eaux d'irrigation qui retournent au sous-sol avec des sels :

Dans les secteurs où la profondeur de l'aquifère est inférieure à trois mètres, nous avons évapotranspiration à cause de la capillarité. Il y a donc un résidu de sel à la surface de ces zones et quand les eaux excédentaires d'irrigation retournent au sous-sol, elles dissolvent du sel résiduel et augmentent la salinité des eaux de l'aquifère phréatique.

C - Contact des eaux avec les marnes et argiles.

Les marnes et argiles qui se trouvent au Nord de la plaine ont

en général des vitesses d'infiltration très basses, et ont aussi des porosités très élevées (quelquefois 50 %). Il y a donc une superficie énorme où l'eau est en contact avec ces formations et la circulation de l'eau dans ces milieux semi-perméables est très lente.

L'analyse chimique montre que la nature colloïdale des éléments constitutifs des marnes et argiles et la finesse des pores donnent la possibilité de retenir des sels (chlorures et sulfates) par adsorption sur le sédiment pendant le dépôt. Les marnes et argiles peuvent retenir des sels de l'eau connée qui peut constituer 50 % du sédiment. Il est évident que dans ce cas l'eau qui entre en contact avec ces matériaux argileux devient très salée et souvent a quelques grammes de résidu sec.

VIII - 3.1.2. Variations de la salinité avec le temps

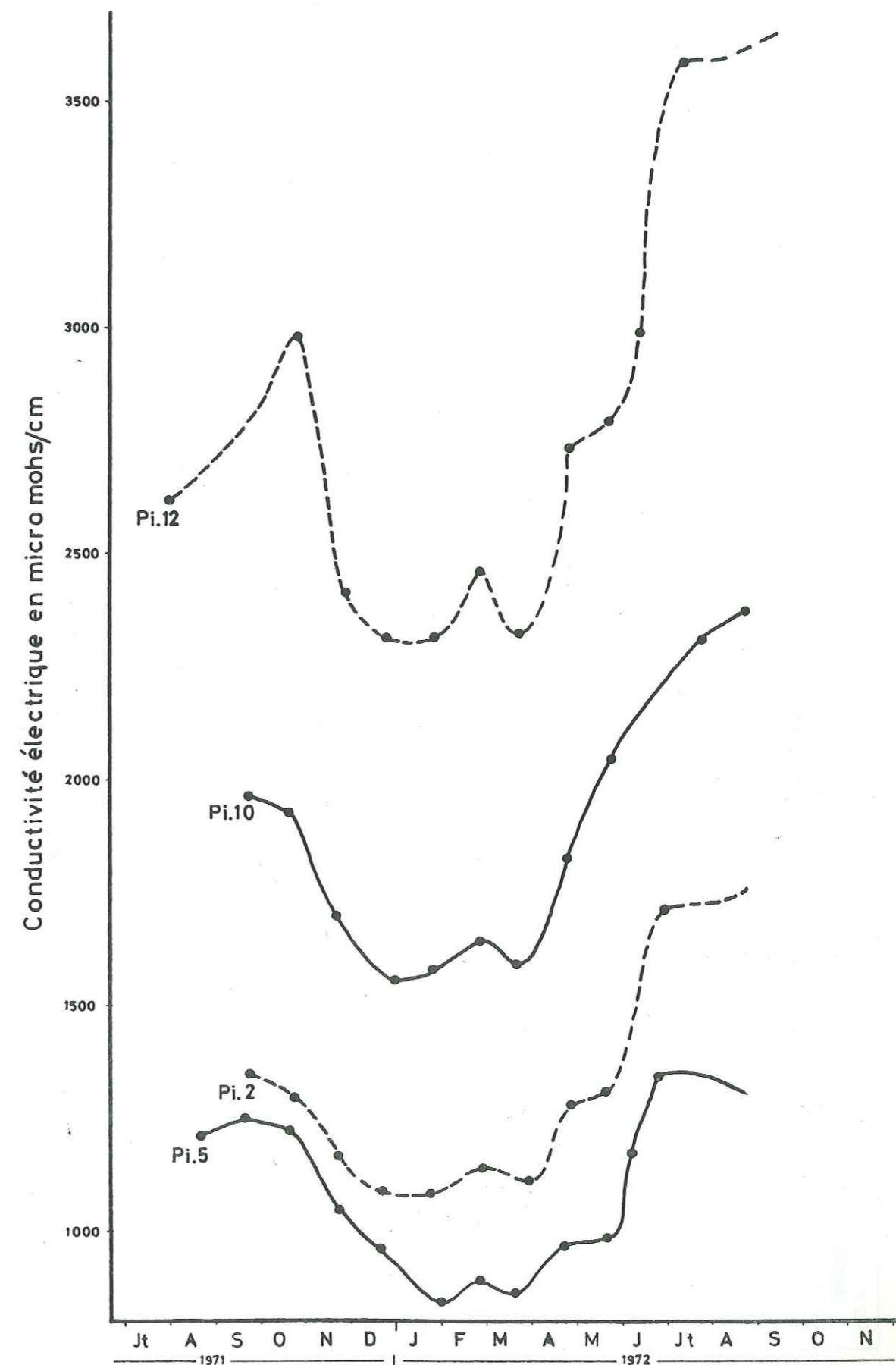
Les échantillons mensuels des eaux de quelques puits ont été utilisés pour déterminer la teneur en chlorure et la conductivité électrique. Nous avons reporté ces valeurs sur les diagrammes en fonction du temps et ces diagrammes nous montrent qu'au mois d'octobre et novembre, la salinité de l'eau décroît car durant ces mois il n'y a pas de grands pompages. Cette diminution se continue jusqu'aux mois de février ou mars, où les forts pompages des eaux commencent (fig. 35).

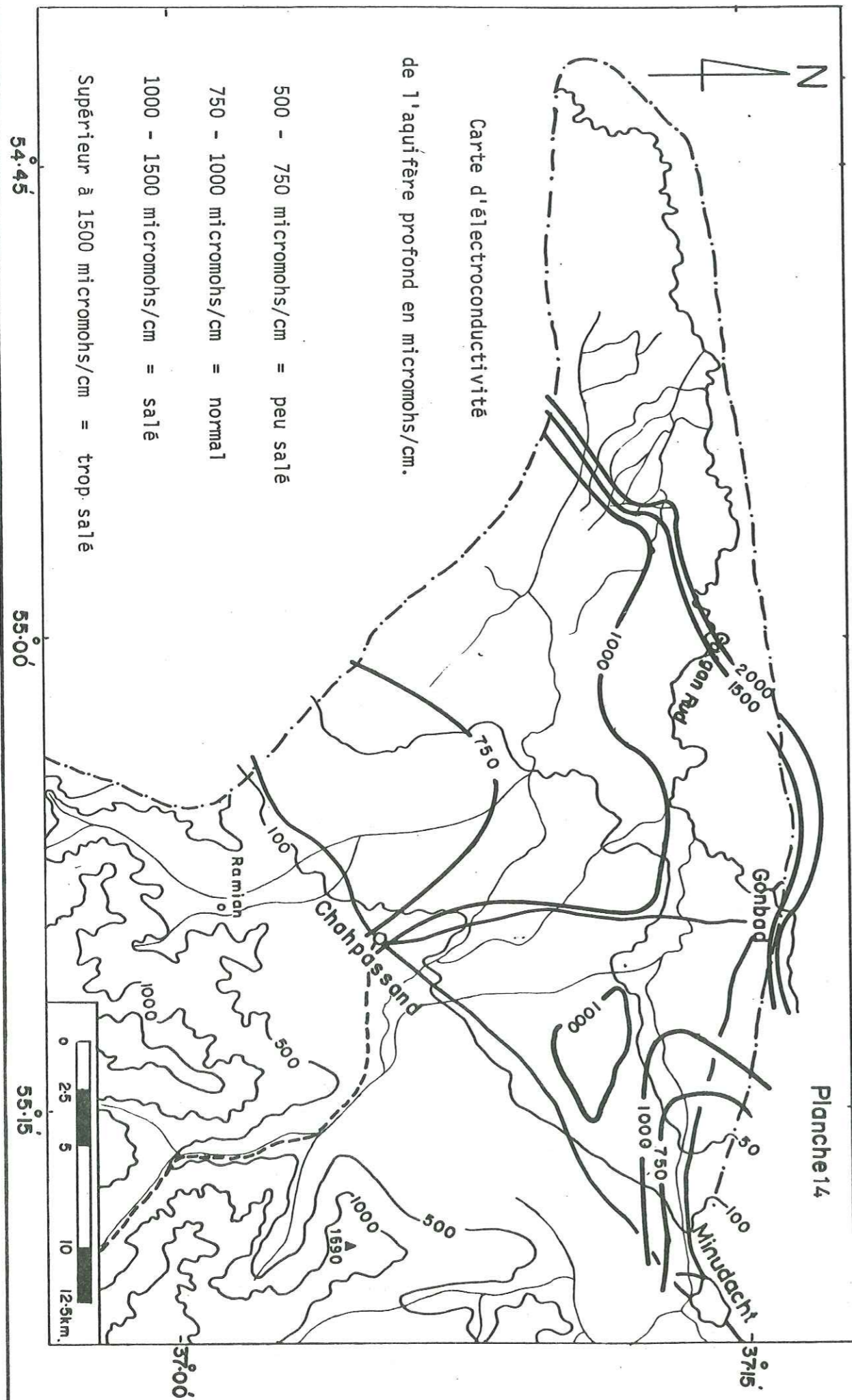
VIII - 3.1.3. Conductivité électrique

Deux cartes de la conductivité électrique des eaux ont été établies pour le mois de janvier (Pl. N° 13 - 14).

La conductivité minimum s'observe à la bordure des piémonts et la conductivité maximum en bordure de la rivière de Gorgan rud. Au voisinage des cones de déjection, la courbe 750 micro mohs/cm s'avance vers la plaine. Cette avancée montre l'alimentation en eau douce par les cones de déjection.

Variations de la salinité des puits en fonction du temps





Le degré de salinité, surtout dans les aquifères profonds ne se distribue pas régulièrement et en général au niveau des cones de déjection de Chah-Passand et de Minu-Dacht, nous avons deux zones d'eaux de bonne qualité. Une zone d'eau de mauvaise qualité s'observe sur la bordure de la rivière de Gorgan-rud.

VIII - 3.1.3. a. Conductivité électrique de la nappe profonde.

Sur la carte de conductivité électrique de la nappe profonde nous avons défini quatre classes.

- (1) - Une classe de conductivité électrique inférieure à 750 $\mu\text{moh/cm}$ (eau très peu chargée en sels) qui se présente aux environs de Chah-Passand et de Minu-Dacht. L'eau de cette classe bénéficie de l'alimentation des cones de déjection.
- (2) - Une classe de conductivité électrique comprise entre 750 et 1000 $\mu\text{mohs/cm}$ (eau normalement chargée en sels) se présente au centre du bassin étudié.
- (3) - Une classe de conductivité électrique comprise entre 1000 et 1500 $\mu\text{mohs/cm}$ (eau chargée en sels) qui se présente aux environs de Gonbad-e-Qabus et au Nord de la plaine.
- (4) - Une classe de conductivité électrique supérieure à 1500 $\mu\text{mohs/cm}$ (eau très chargée en sels) qui se présente sur la bordure de la rivière de Gorgan-rud.

VIII - 3.1.3. b. Conductivité électrique de la nappe phréatique.

Dans l'aquifère phréatique, la distribution du degré de salinité est un peu plus régulière et sur la carte de conductivité électrique de l'aquifère phréatique nous avons choisi quatre classes.

(1) - Une classe de conductivité électrique inférieure à 750 $\mu\text{mohs/cm}$ qui se présente aux environs de Chah-Passand et de Minu-Dacht où se trouvent les cones de déjection.

(2) - Une classe de conductivité électrique comprise entre 750 et 1000 $\mu\text{mohs/cm}$. Cette zone forme une bande parallèle à la première zone.

(3) - Une classe de conductivité électrique comprise entre 1000 et 2000 $\mu\text{mohs/cm}$.

(4) - Une classe de conductivité électrique supérieure à 2000 $\mu\text{mohs/cm}$. Cette zone comprend plus de la moitié de la plaine. Les cartes de teneurs en chlorures confirment les résultats des cartes de conductivité électrique (Pl. N° 15 - 16).

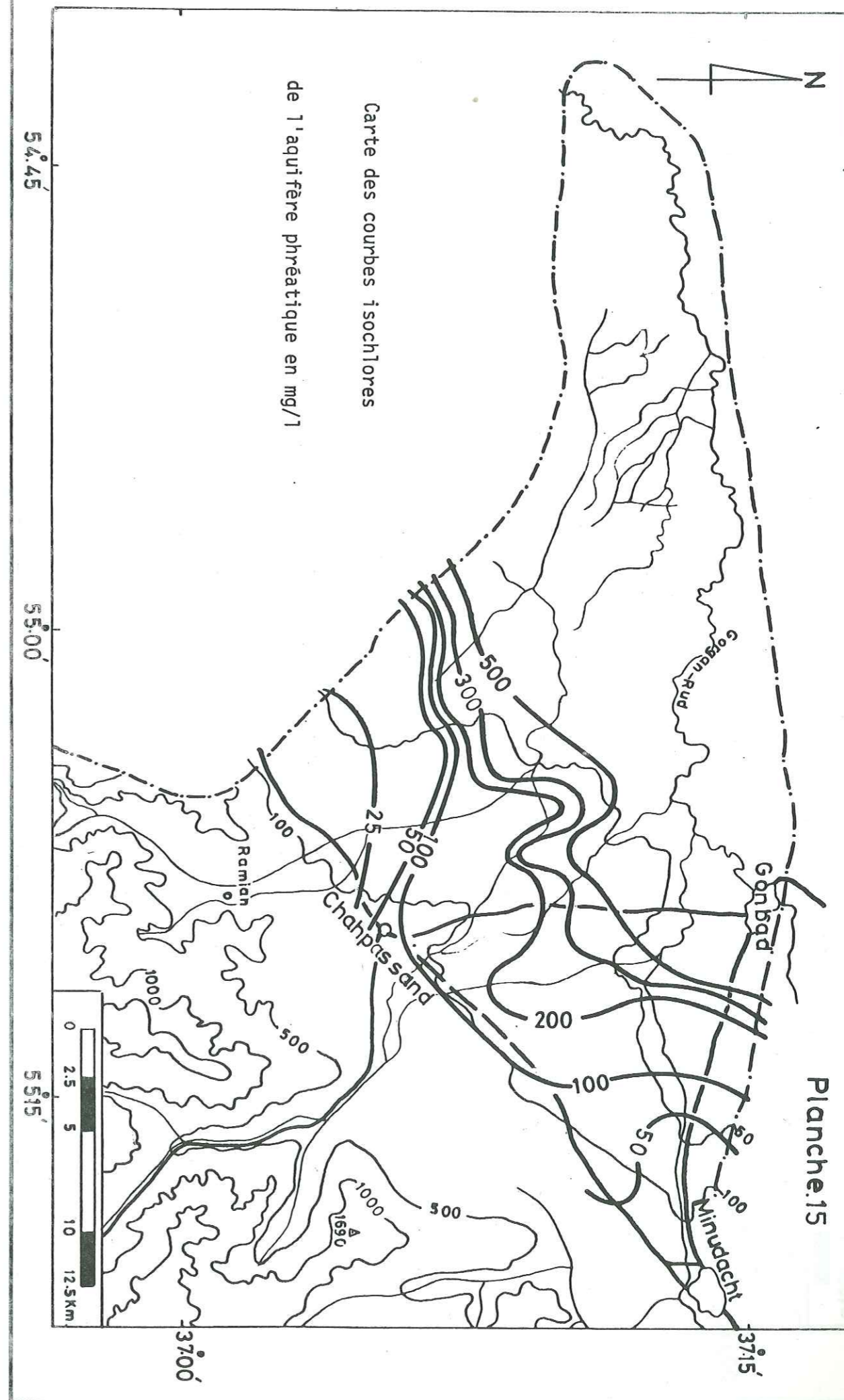
VIII - 3.1.4. Carte d'équirapports $\frac{r \text{ Mg}}{r \text{ Ca}}$

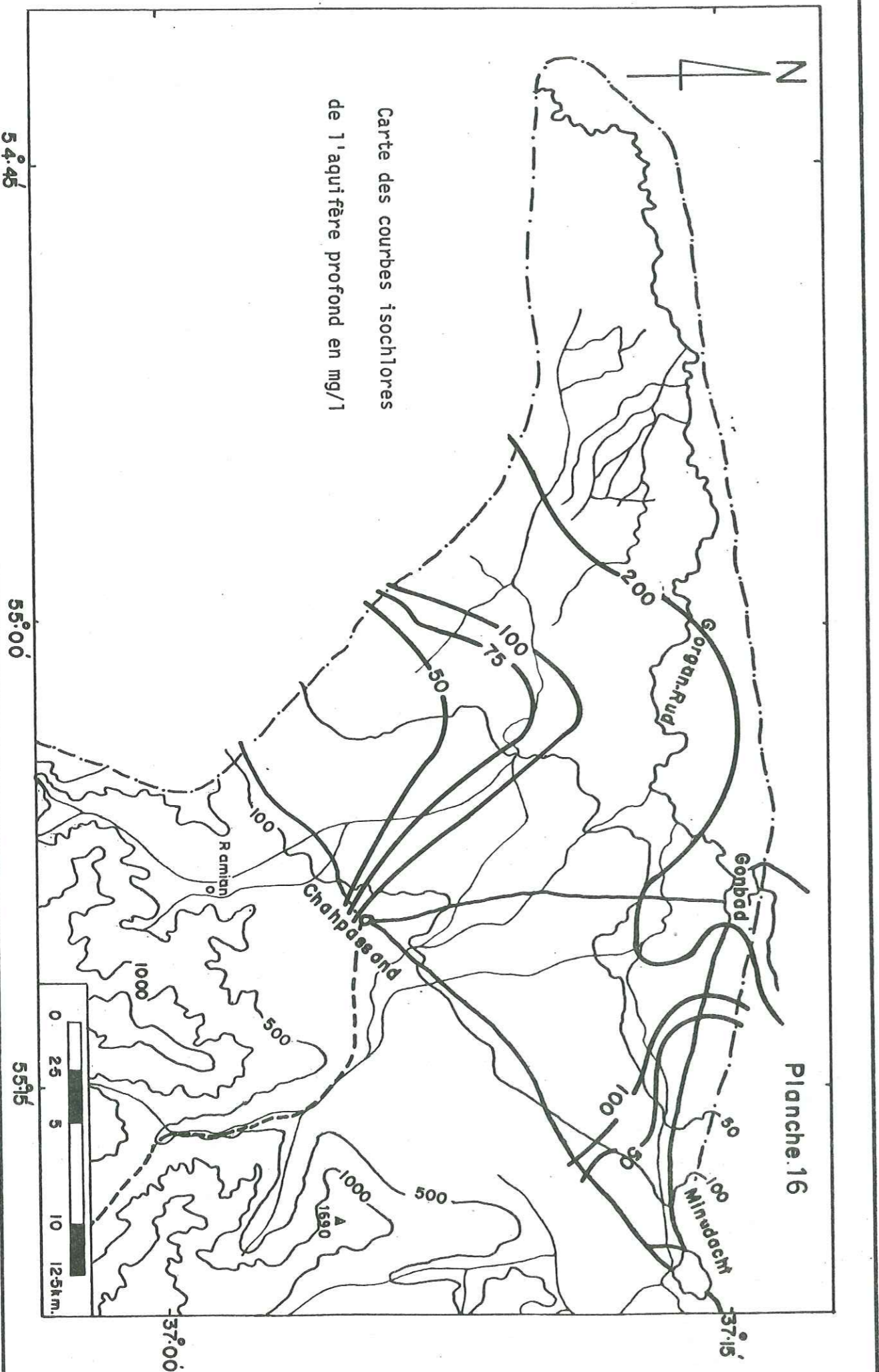
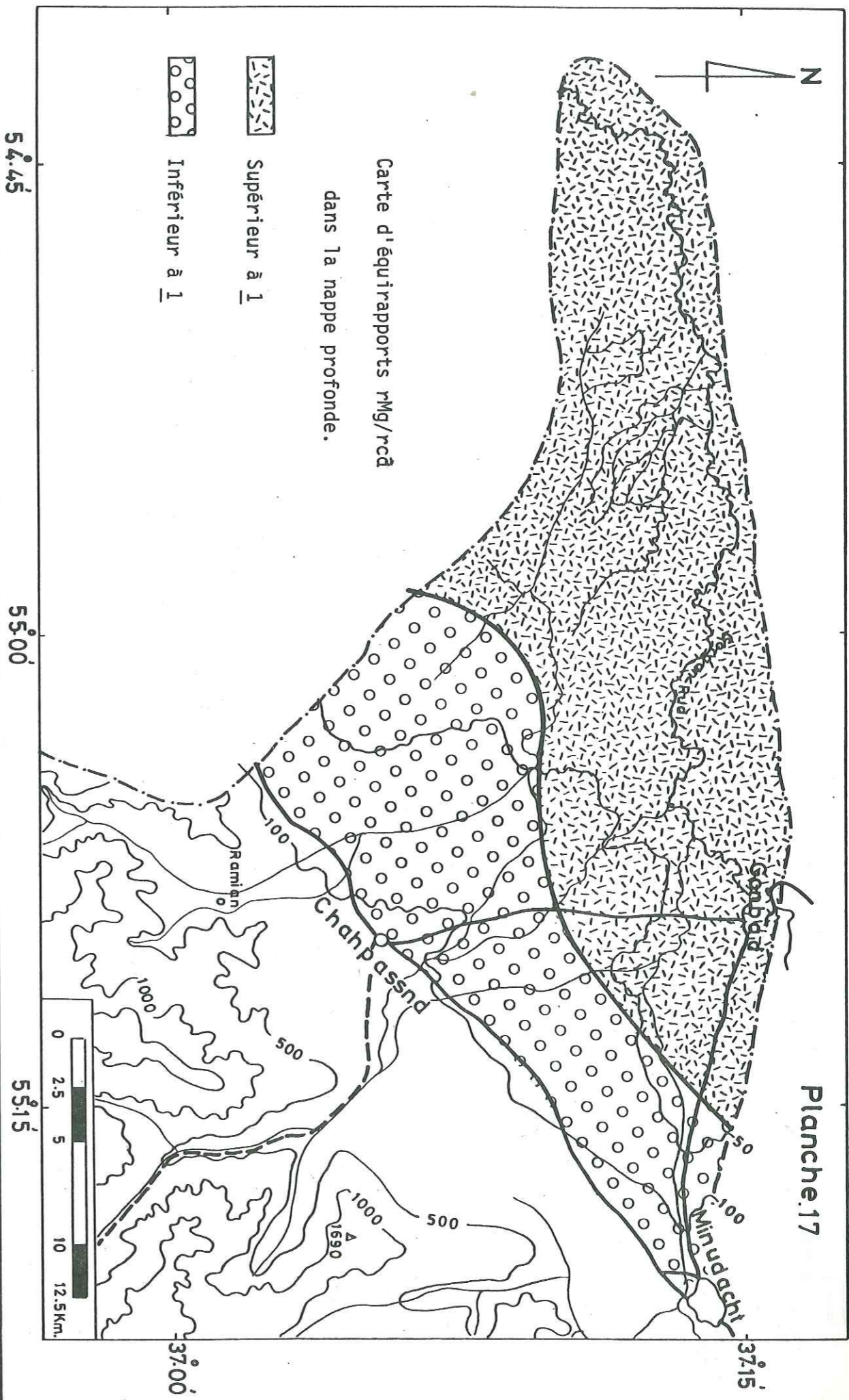
Nous avons tracé pour la nappe profonde la courbe de $r \text{ Mg}/r \text{ Ca} = 1$ qui divise la plaine en deux parties, une partie où le rapport est supérieur à 1 et l'autre où il est inférieur à 1. La partie où le rapport est inférieur à 1 se trouve en bordure de la montagne, où il y a alimentation des nappes et renouvellement de l'eau, tandis que dans la partie où le rapport est supérieur à 1, il y a une évaporation intense et des dépôts salés (Pl. N° 17).

On retrouve le même phénomène pour la nappe phréatique (Pl. N° 18).

VIII - 3.1.5. Carte d'équirapports $\frac{r \text{ SO}_4}{r \text{ Cl}}$

Nous avons tracé pour la nappe profonde les courbes $r \text{ SO}_4/r \text{ Cl}$ qui divisent la région d'étude en trois zones. Nous avons une augmenta-





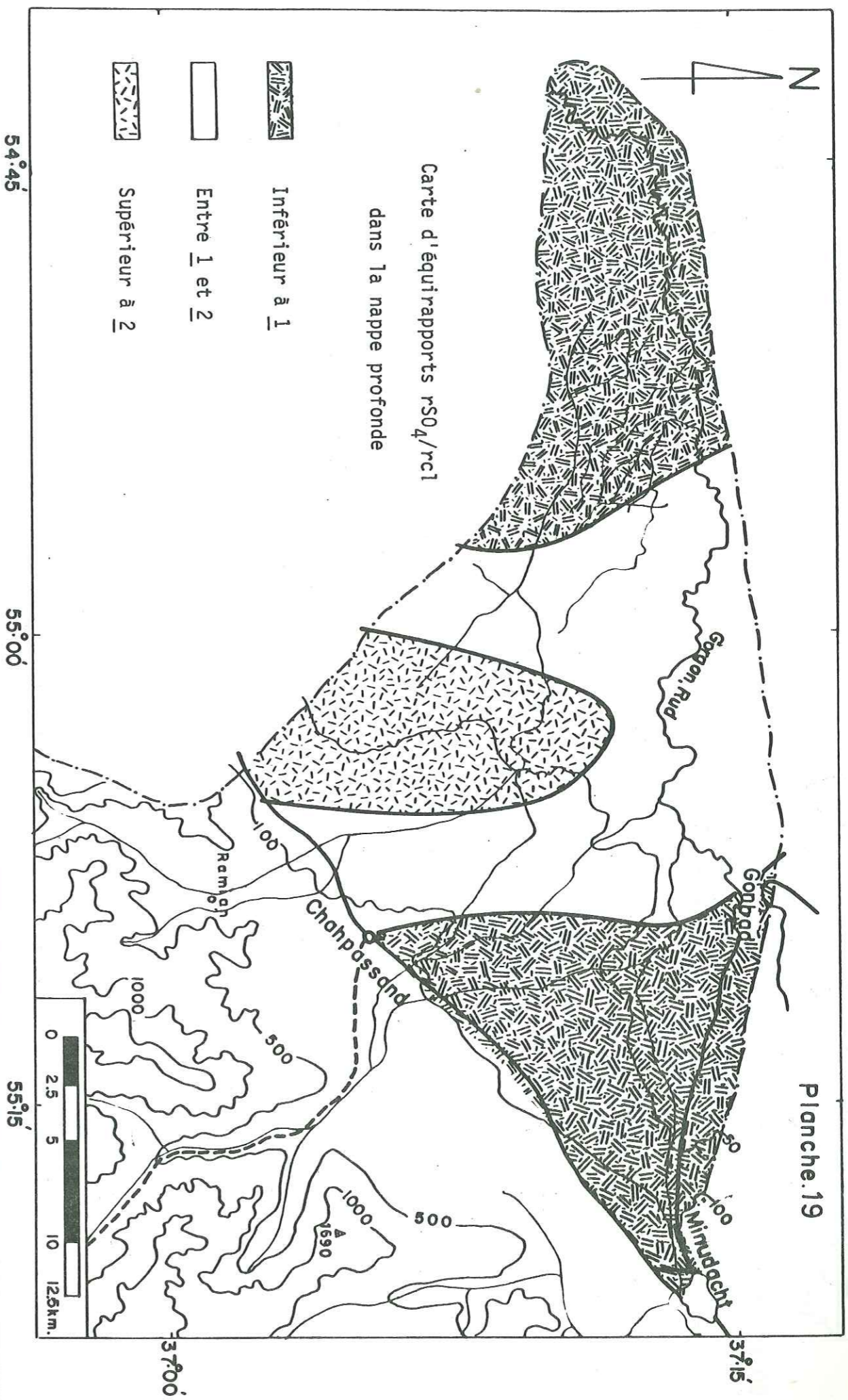


Planche 19

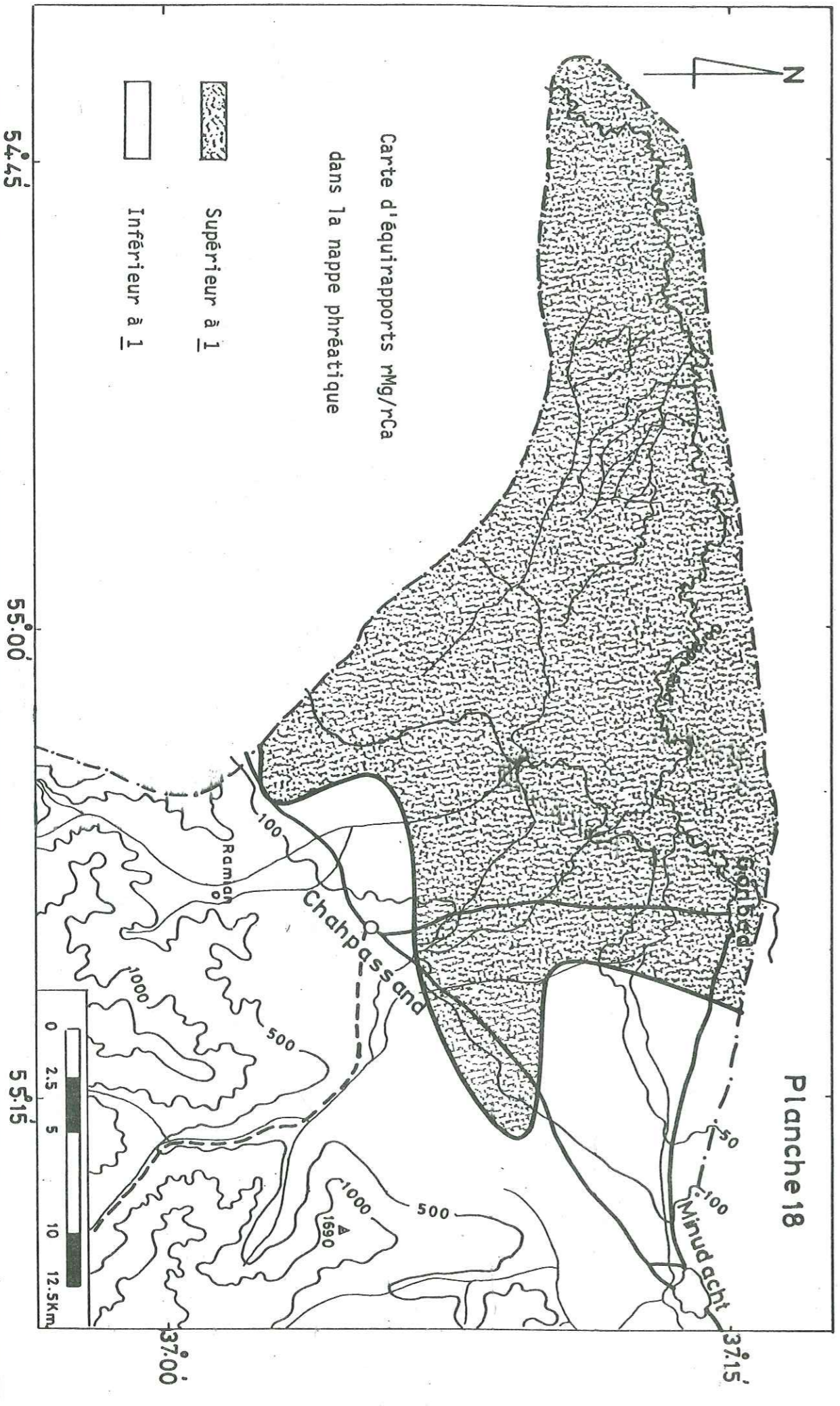
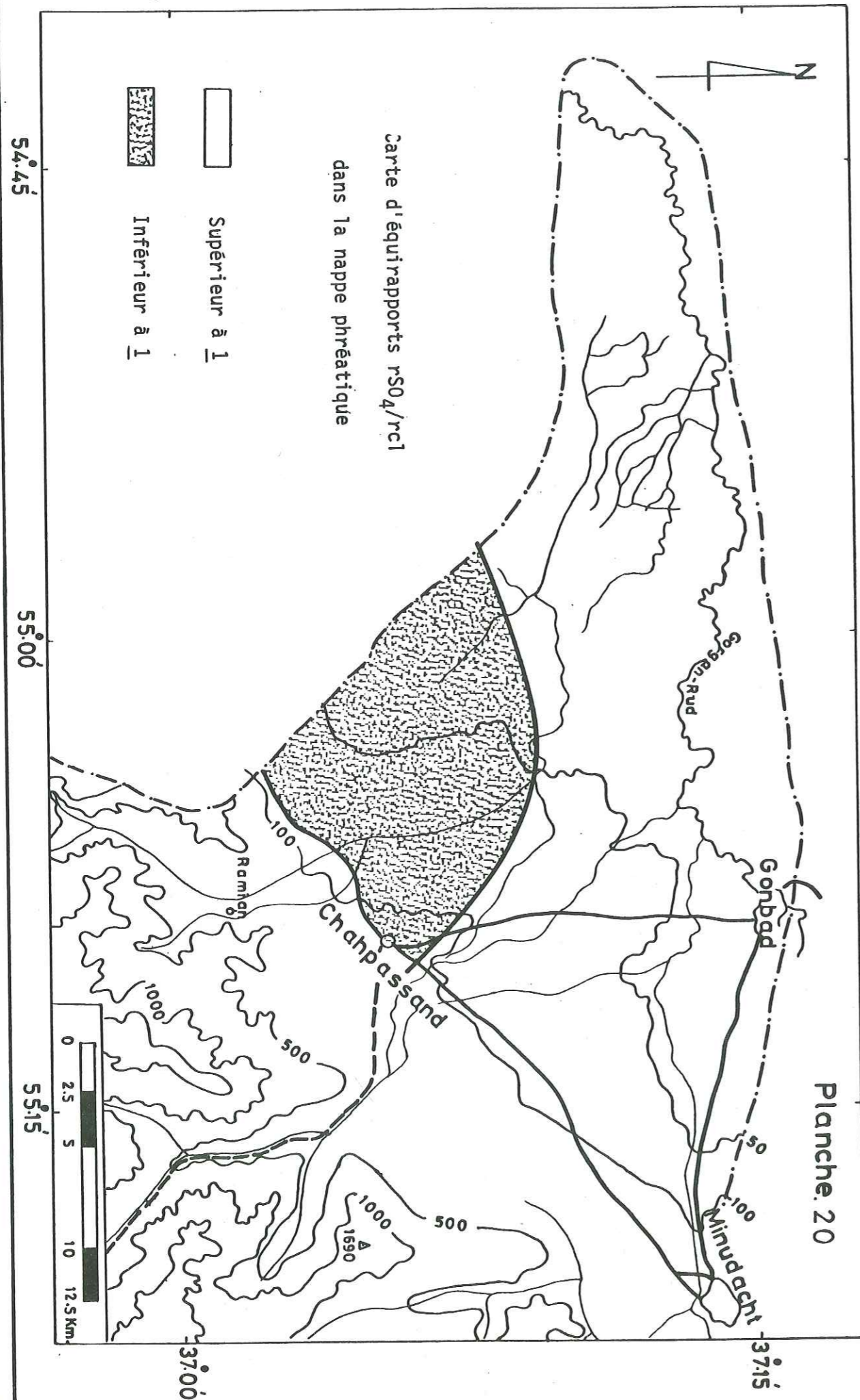


Planche 18



tion du rapport $r SO_4/r Cl$ au milieu de la plaine et une diminution des deux côtés de cette partie. La diminution du rapport $r SO_4/r Cl$ dans la partie ouest de la plaine peut être due à l'évaporation intense, mais pour la partie est de la plaine, la diminution de ce rapport correspond aux apports des eaux de précipitations. (Pl. N° 19).

Pour la nappe phréatique, la courbe $r SO_4/r Cl = 1$ divise la plaine en deux parties. La partie où le rapport $r SO_4/r Cl$ est supérieur à 1 se trouve à peu près au dessus du secteur de la nappe profonde où le rapport $r SO_4/r Cl$ est supérieur à 2, l'augmentation des teneurs en sulfates dans cette partie peut provenir de l'existence d'un gisement de gypse paléozoïque (Dévonien, Carbonifère) à Ramiyan (Pl. N° 20).

VIII - 3.1.6. Carte d'isochlorures

Nous avons tracé pour la nappe profonde et la nappe phréatique les courbes isochlorures en mg/l. Ces cartes confirment les résultats montrés par les cartes d'électroconductivité (Pl. N° 15 -16).

VIII - 3.1.7. Taux d'absorption du sodium

Le résidu sec est une fonction inverse de la teneur en Na. Le sodium par sa combinaison avec les sols, diminue leur perméabilité. Donc la concentration en sodium dans la classification des eaux d'irrigation est très importante. Les sols qui ont une grande portion de Na et dont l'anion prédominant est CO_3^{--} sont des sols alcalins et ceux dont l'anion prédominant est Cl^- ou SO_4^{--} s'appellent les sols salés. Généralement les eaux saturées en Na ne sont pas favorables pour les végétaux. Normalement la teneur en Na s'exprime en pourcentage selon la formule suivante, dans laquelle les concentrations en ions sont exprimées en meq/l

$$\% Na = \frac{100 (Na + K)}{Ca + Mg + Na + K}$$

Le laboratoire d'amélioration des sols salés des Etats-Unis propose le rapport d'absorption de Na (S.A.R.), car ce rapport peut exprimer le phénomène d'absorption du sodium par le sol.

$$\text{S.A.R.} = \frac{\text{Na}}{\sqrt{\frac{(\text{Ca} + \text{Mg})}{2}}}$$

Dans cette formule les concentrations des éléments sont exprimées en meq/l.

Du point de vue du S.A.R., on peut classer les eaux comme suit :

S.A.R.	Classe d'eau
Jusqu'à 10	Excellente
10 - 18	Bonne
18 - 26	Moyenne
Plus de 26	Mauvaise

Sur les Planches N° 21 et 22, nous avons tracé les courbes du rapport d'absorption de Na pour les nappes phréatique et profonde. Le résultat de cette étude confirme que l'eau de l'aquifère profond au point de vue de l'absorption de sodium est convenable, même dans la plus grande partie du Nord de la plaine, sauf à l'est du bassin versant étudié, tandis que ce rapport pour l'aquifère phréatique est un peu élevé et presque la moitié de la plaine a un sol salé. Aux environs des piémonts, les deux aquifères ont presque le même rapport d'absorption de sodium et dans ces zones ce rapport est au maximum de l'ordre de trois.

VIII - 3.1.8. Représentation graphique des analyses d'eau

Le diagramme logarithmique de Schoeller - Berkaloof a été utilisé pour la représentation de la composition chimique des eaux. Nous avons regroupé les caractéristiques des eaux des nappes phréatique et profonde dans le tableau ci-après.

TABEAU N° 16. Groupe des nappes profondes.

Groupes	Formule caractéristique	Catégorie de l'eau	Nombre de puits
a ₁	r (Na + K) > r Mg > r Ca r H CO ₃ > rCl > rSO ₄	Bicarbonatée	<u>11</u> <u>8</u> <u>9</u>
a ₂	r (Na + K) > r Ca > r Mg r H CO ₃ > rCl > rSO ₄	Sodique	<u>5</u> <u>1</u> <u>3</u>
a ₃	r (Na + K) > Ca ≥ Mg r H CO ₃ > rSO ₄ > r Cl		<u>5</u> <u>6</u> <u>1</u> <u>7</u> <u>4</u>
b ₁	r Ca > r (Na + K) > r Mg r H CO ₃ > r SO ₄ > r Cl	Bicarbonatée calcique	<u>4</u>
d ₁	r (Na + K) > r Mg > r Ca r Cl > r H CO ₃ > r SO ₄	Chlorurées	<u>12</u> <u>14</u> <u>2</u> <u>2</u> <u>3</u> *
d ₂	r (Na + K) > r Ca > r Mg r Cl > r SO ₄ > r H CO ₃	Sodique	<u>10</u>
* 3 → r Cl = r H CO ₃			

- Piézomètre

= Puits profond

TABEAU N° 17. Groupe des nappes phréatiques

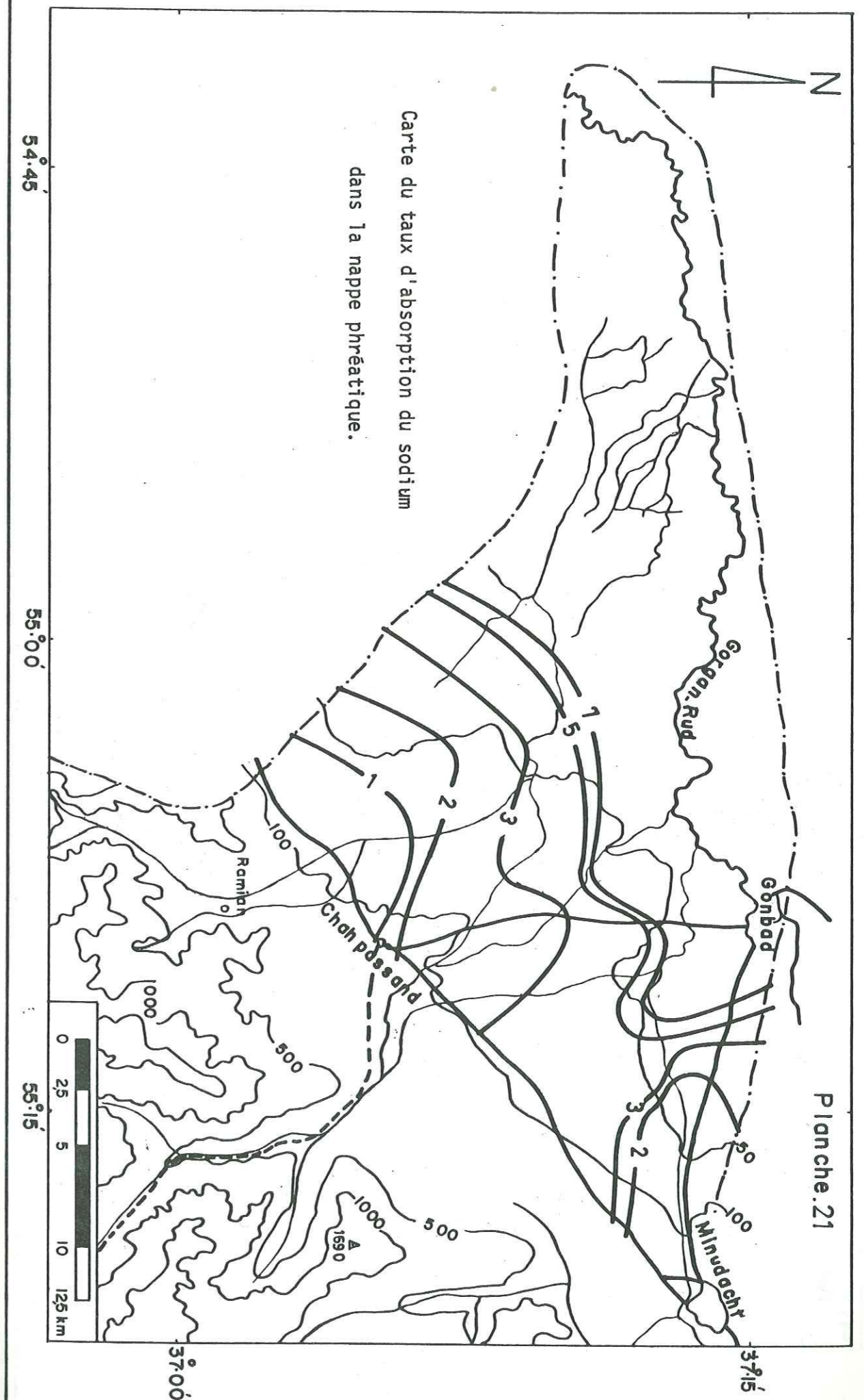
Groupes	Formule caractéristique	Catégorie de l'eau	Nombre de puits
a ₂	r H CO ₃ > r Cl > r SO ₄ r Na > r Ca > r Mg	Bicarbonatée	40
a ₃	r H CO ₃ > r Cl > r SO ₄ r Na > r Ca > r Mg	sodique	22

TABLEAU 17 (suite)

Groupes	Formule caractéristique	Catégorie de l'eau	Nombre de puits
b ₁	r H CO ₃ > r SO ₄ > r Cl r Ca > r Na > r Mg	Bicarbonatée Calcique	6
b ₂	r H CO ₃ > r SO ₄ > r Cl r Ca > r Mg > r Na		18 - 29
b ₃	r H CO ₃ > r Cl > r SO ₄ r Ca > r Na > r Mg		45
b ₄	r H CO ₃ > r Cl > r SO ₄ r Ca > r Mg > r Na		45 15 43 7
c ₁	r H CO ₃ > r Cl > r SO ₄ r Mg > r Ca > r Na	Bicarbonatée	34 42
c ₂	r H CO ₃ > r SO ₄ > r Cl r Mg > r Ca > r Na	Magnésienne	14 41
d ₁	r Cl > r H CO ₃ > r SO ₄ r Na > r Mg > r Ca	Chlorurée	25 - 39
d ₃	r Cl > r SO ₄ > r H CO ₃ r Na > r Mg > r Ca	Sodique	27
e ₁	r SO ₄ > r Cl > r H CO ₃ r Na > r Mg > r Ca	Sulfatée Sodique	26

Ces tableaux montrent que plus de 70% des points d'eau dans les nappes sont bicarbonatés. Dans la nappe profonde, 64 % des points d'eau sont bicarbonatés sodiques tandis que dans la nappe phréatique, 41 % des points d'eau sont bicarbonatés calciques et 30 % sont bicarbonatés magnésiens.

La proportion des eaux chlorurées sodiques dans la nappe profonde est de 29 % et dans la nappe phréatique, de 18 %.



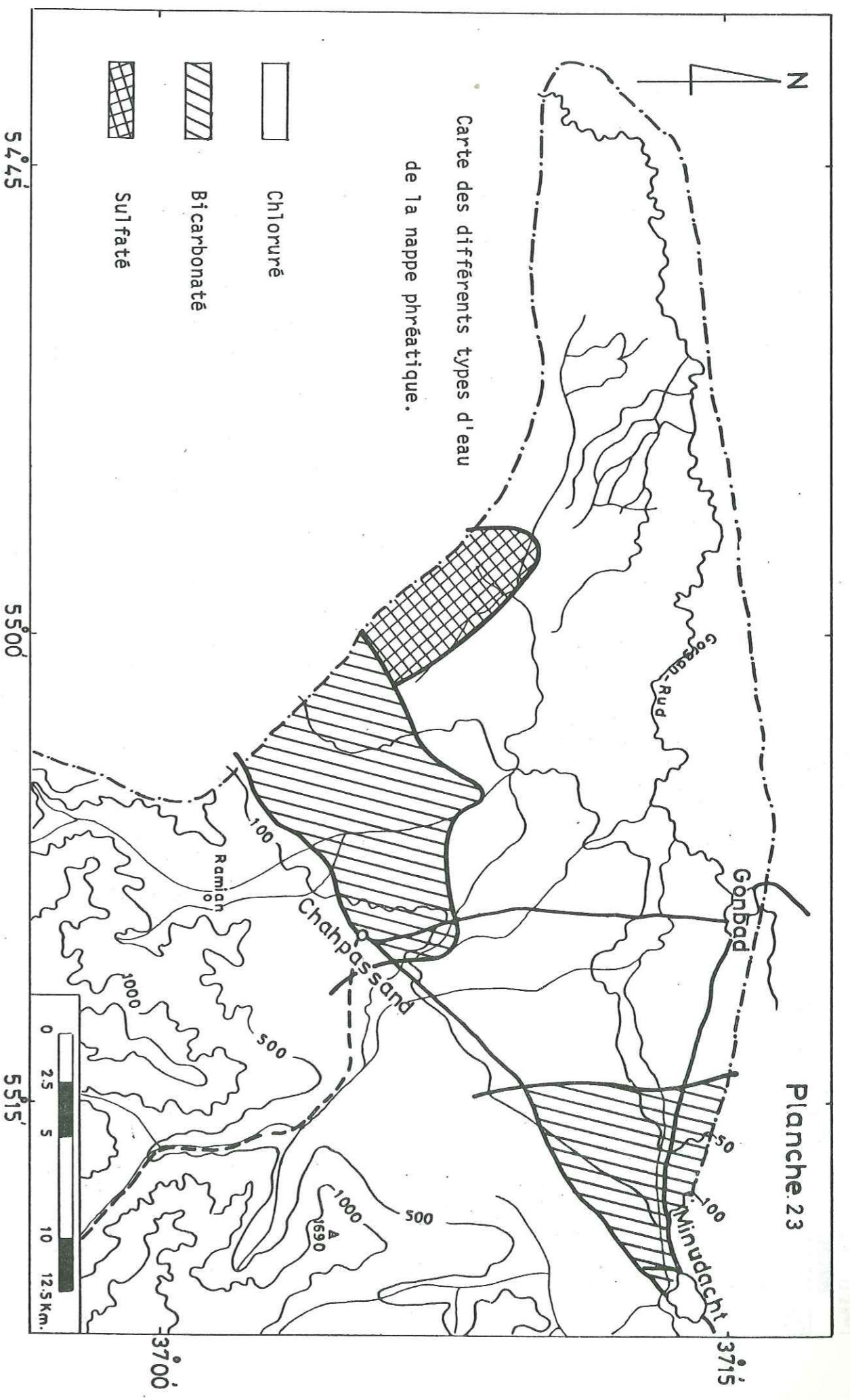


Planche 23

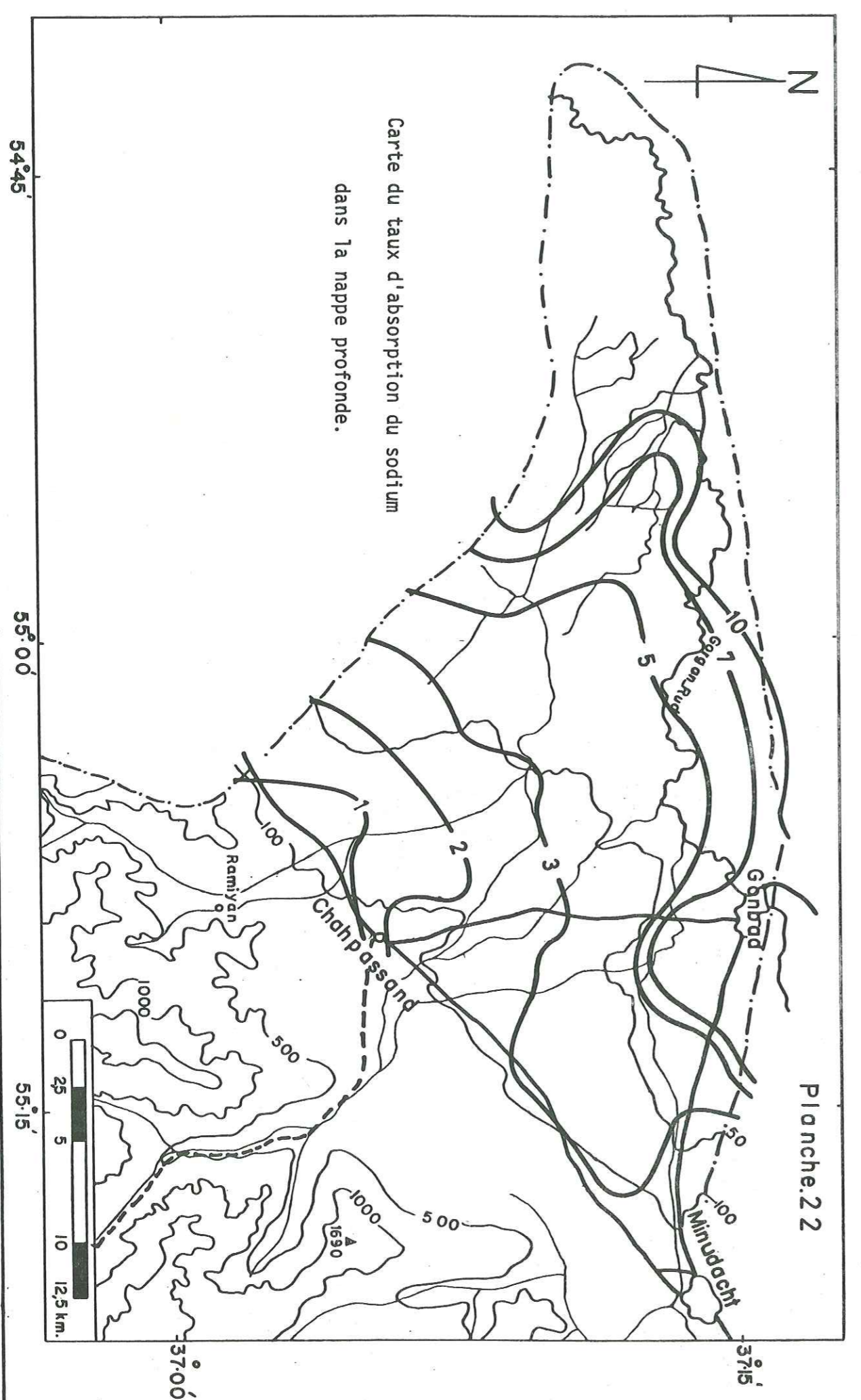


Planche 22

VIII - 3.1.9. Classification des différents types d'eau

Nous avons tracé la carte des différents types d'eau pour les nappes profonde et phréatique. Celle de la nappe phréatique montre que le passage entre types d'eau obéit à la loi de Schoeller, c'est-à-dire que près de la zone d'alimentation (recharge), le type de l'eau est bicarbonaté. Il devient ensuite sulfaté et enfin progressivement chloruré en direction du Nord (Pl. N° 23).

La carte des différents types d'eau pour la nappe profonde montre que les eaux bicarbonatées et chlorurées sont dominantes (Pl. N° 24).

Le long du piémont et à l'intérieur des cones de déjection, l'ion bicarbonate est dominant. Sur les cones de déjection, la limite de l'eau bicarbonatée s'infléchit vers le Nord et ceci montre le rôle important des dépôts grossiers des cones de déjection pour l'alimentation de la nappe.

Du fait de l'absence d'eau sulfatée, l'eau chlorurée est au contact de l'eau bicarbonatée. L'absence d'eau sulfatée dans la nappe profonde peut être due aux dépôts marins et lagunaires de la mer Caspienne pendant le Tertiaire et le Quaternaire.

VIII - 3.2. La qualité des eaux des sources (fig. 49)

Les qualités des eaux des sources sont convenables. Elles sont bicarbonatées avec des résidus secs de moins de 400 mg/l. Les résultats des analyses chimiques montrent que la variation de salinité des eaux de source en fonction de temps est négligeable. Le tableau ci-après montre les groupes des eaux de source dans le bassin versant étudié.

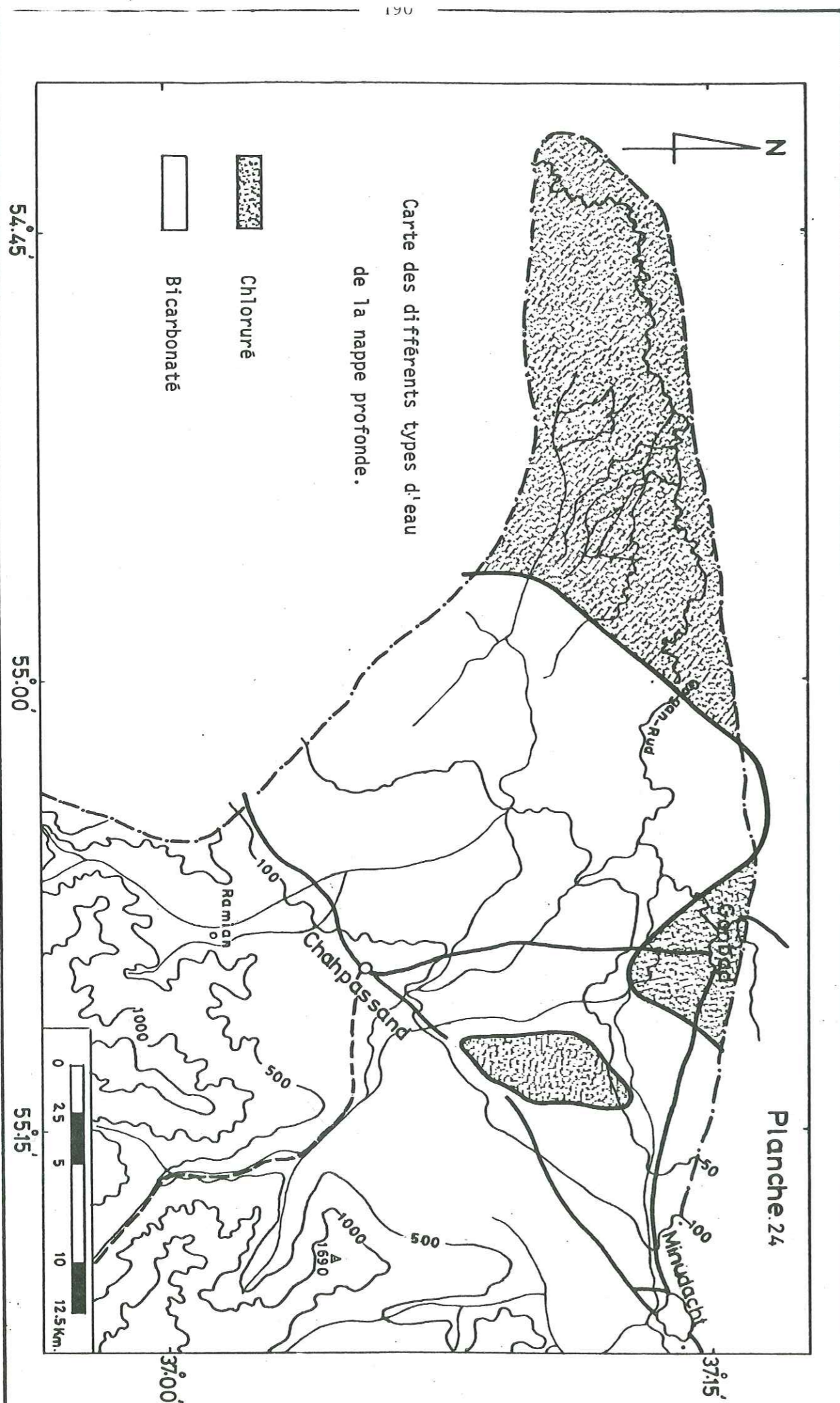
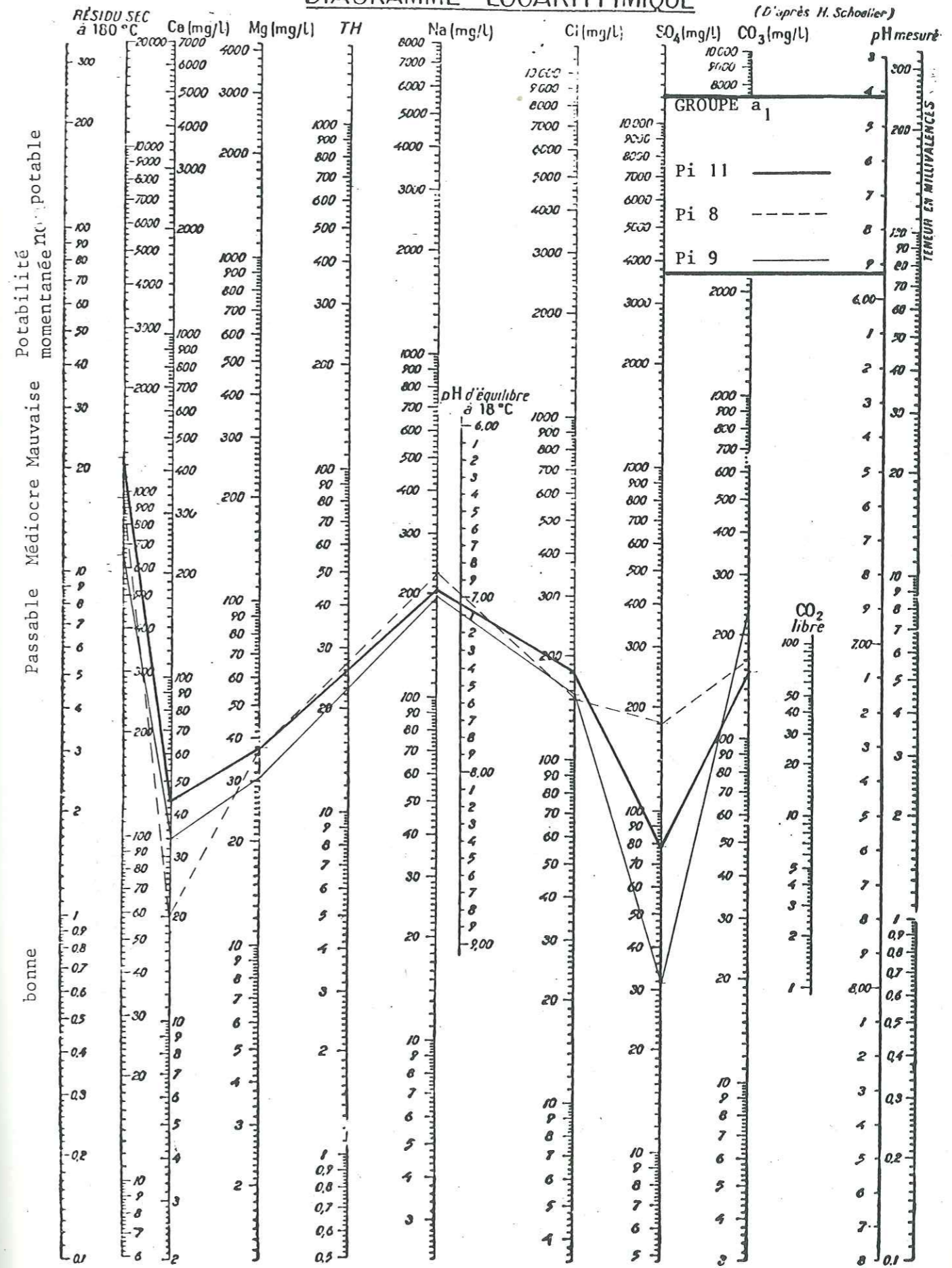


TABLEAU N° 18

Groupe	Formule caractéristique	Catégorie de l'eau	nom des sources
a ₃	$r H CO_3 > r Cl > r SO_4$ $r (Na + K) > r Ca > r Mg$	Bicarbonatée Sodique	Til-abad N° 1, 2, 3, 4
b ₁	$r H CO_3 > r SO_4 > r Cl$ $r Ca > r (Na + K) > r Mg$	Bicarbonatée	Mogazdar
b ₃	$r H CO_3 > r Cl > r SO_4$ $r Ca > r (Na + K) > r Mg$	Calciqne	Til-abad N° 5 -Sephid-rud Kabud-Khani

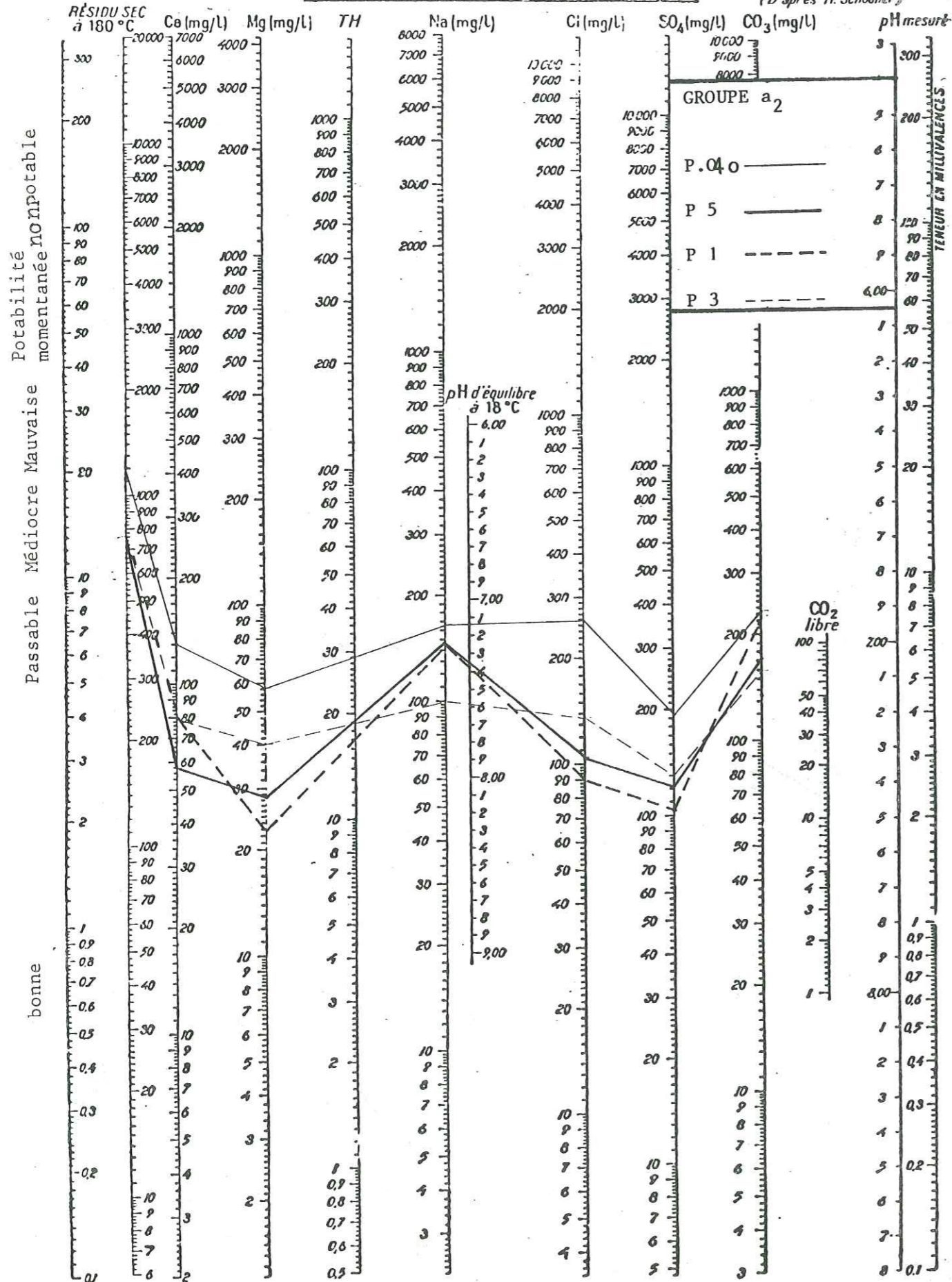


(Pi = Piézomètre) (P.O = Puits d'observation) (P = Puits profond) (S = Source)

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoolier)

Fig. 37

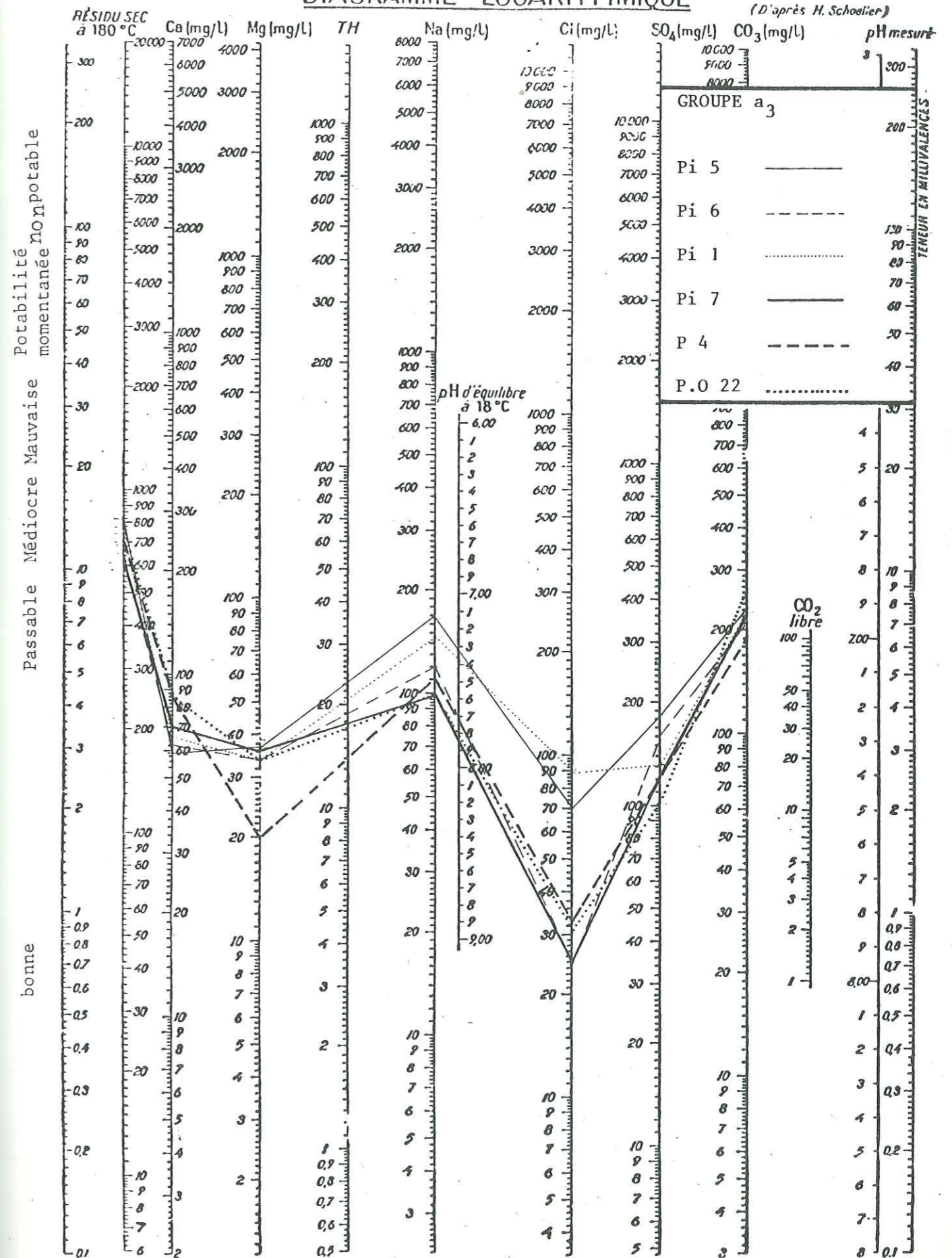


(Pi = Piézomètre) (P.0 = Puits d'observation) (P = Puits profond) (S = Source)

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoolier)

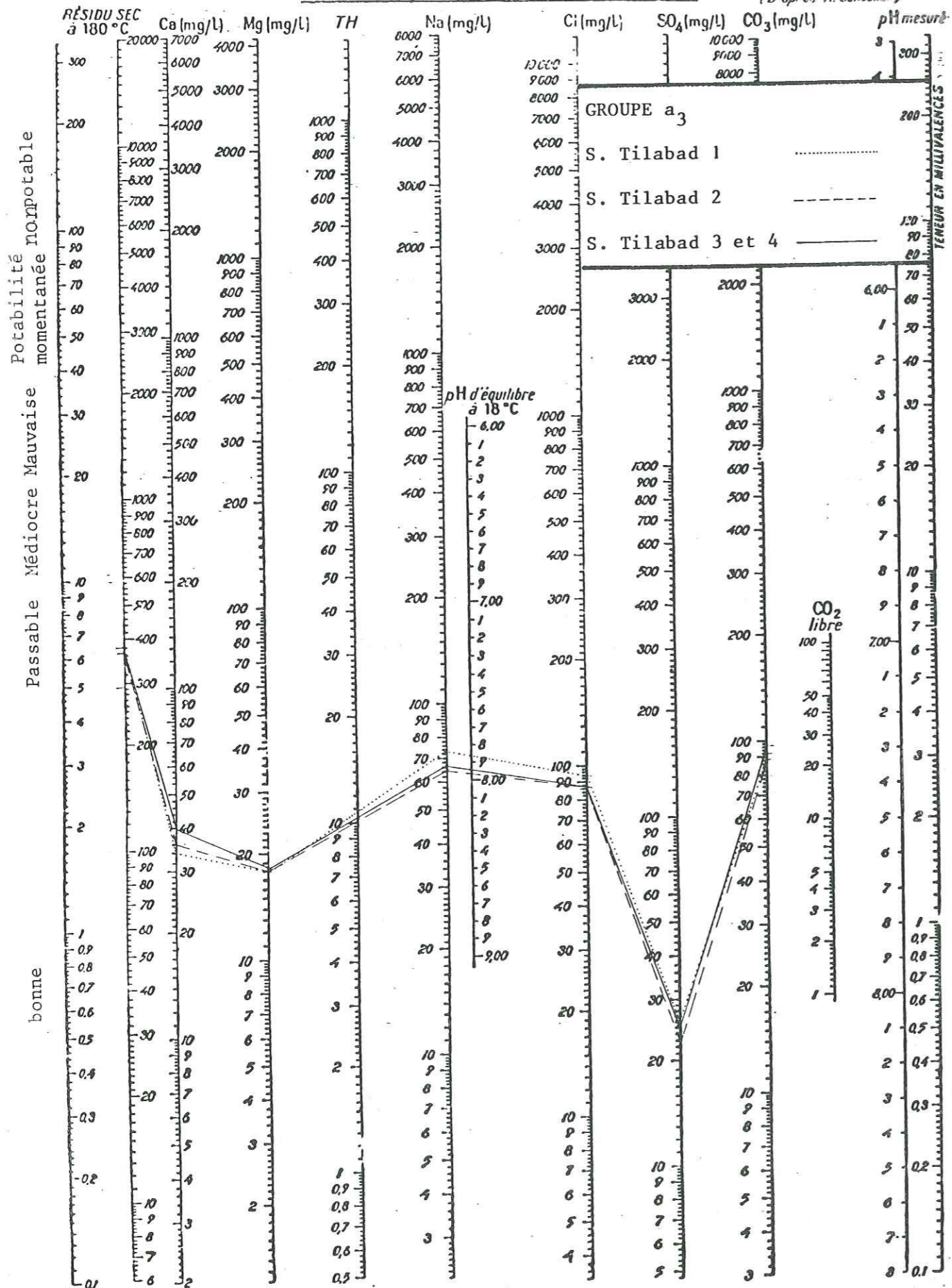
Fig. 38



(Pi = Piézomètre) (P.0 = Puits d'observation) (P = Puits profond) (S = Source)

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

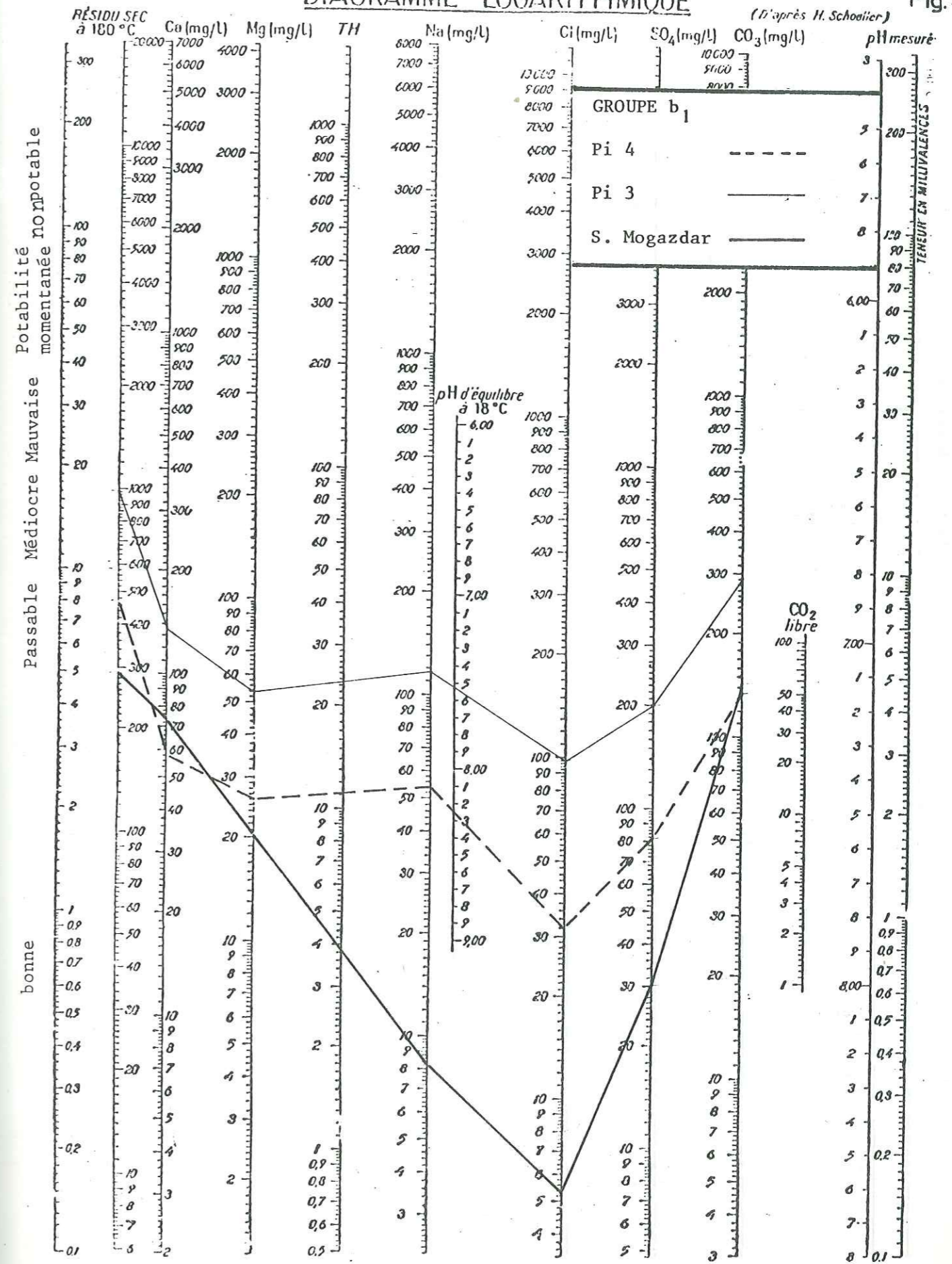
(D'après H. Schoeller) Fig. 39



(Pi = Piézomètre) (P.O = Puits d'observation) (P = Puits profond) (S = Source)

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoeller) Fig. 40

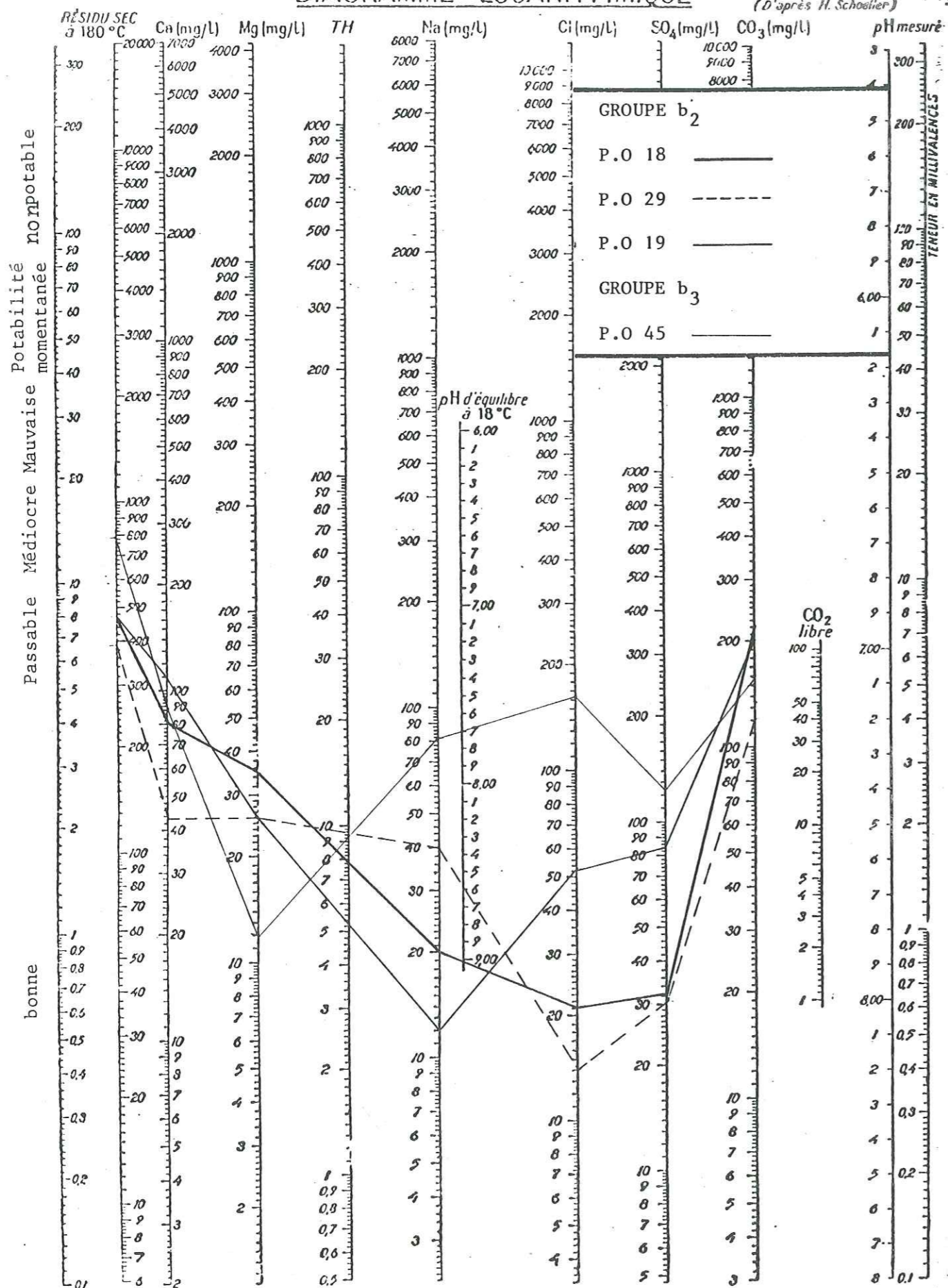


(Pi = Piézomètre) (P.O = Puits d'observation) (P = Puits profond) (S = Source)

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoelker)

Fig. 41

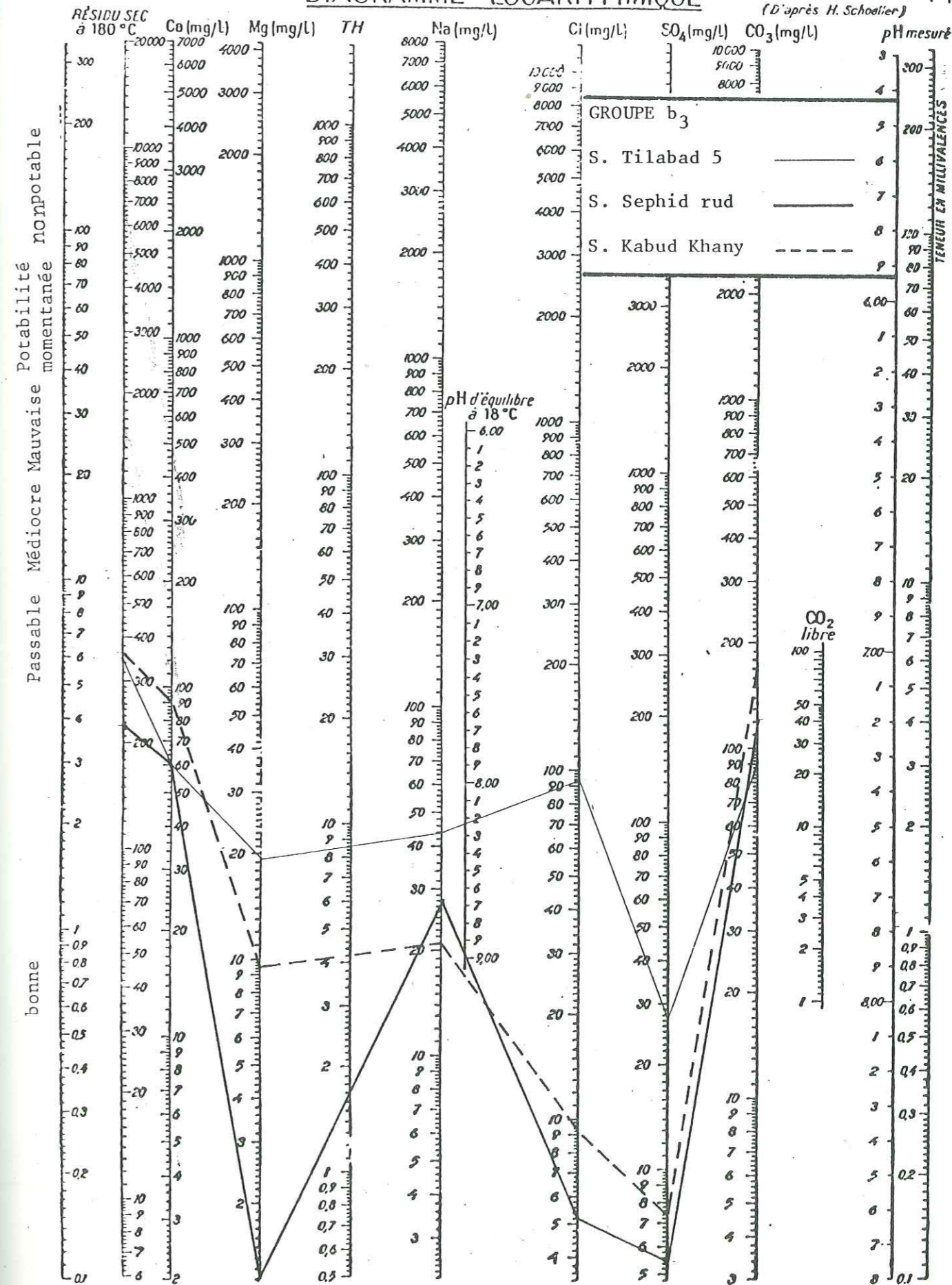


(Pi = Piézomètre) (P.O = Puits d'observation) (P = Puits profond) (S = Source)

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoelker)

Fig. 42

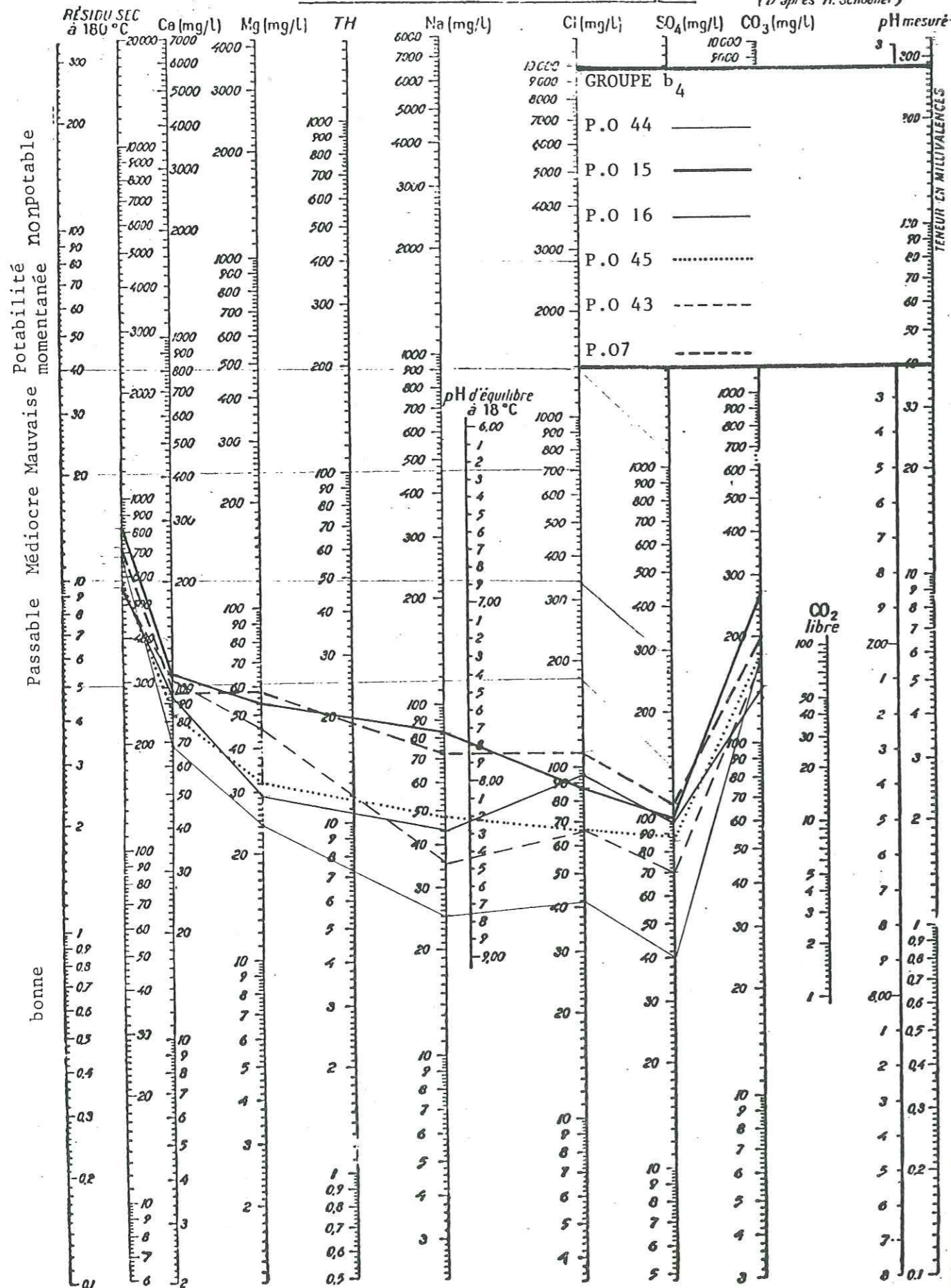


(Pi = Piézomètre) (P.O = Puits d'observation) (P = Puits profond) (S = Source)

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoeller)

Fig. 43

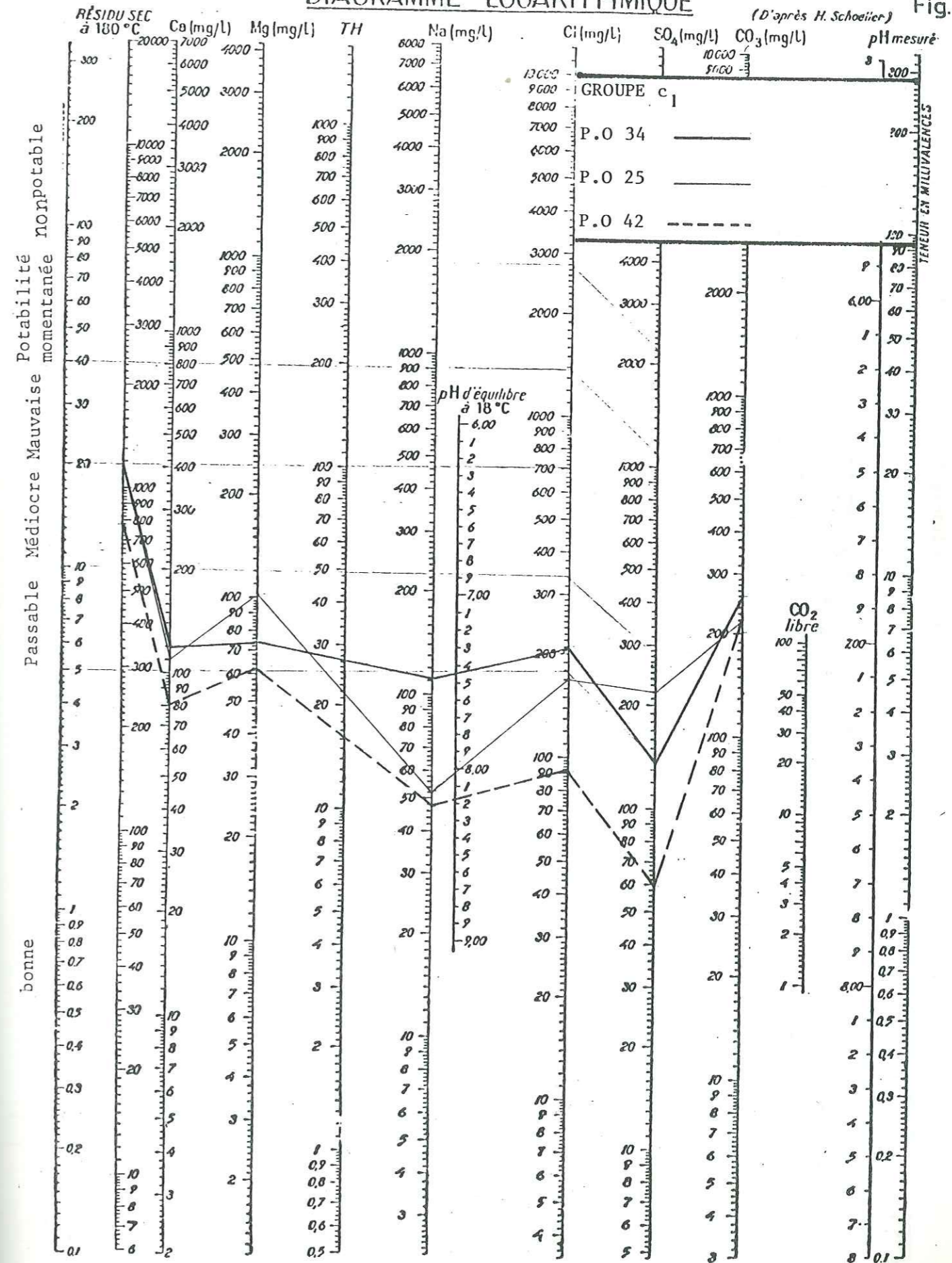


(Pi = Piézomètre) (P.O = Puits d'observation) (P = Puits profond) (S = Source)

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoeller)

Fig. 44

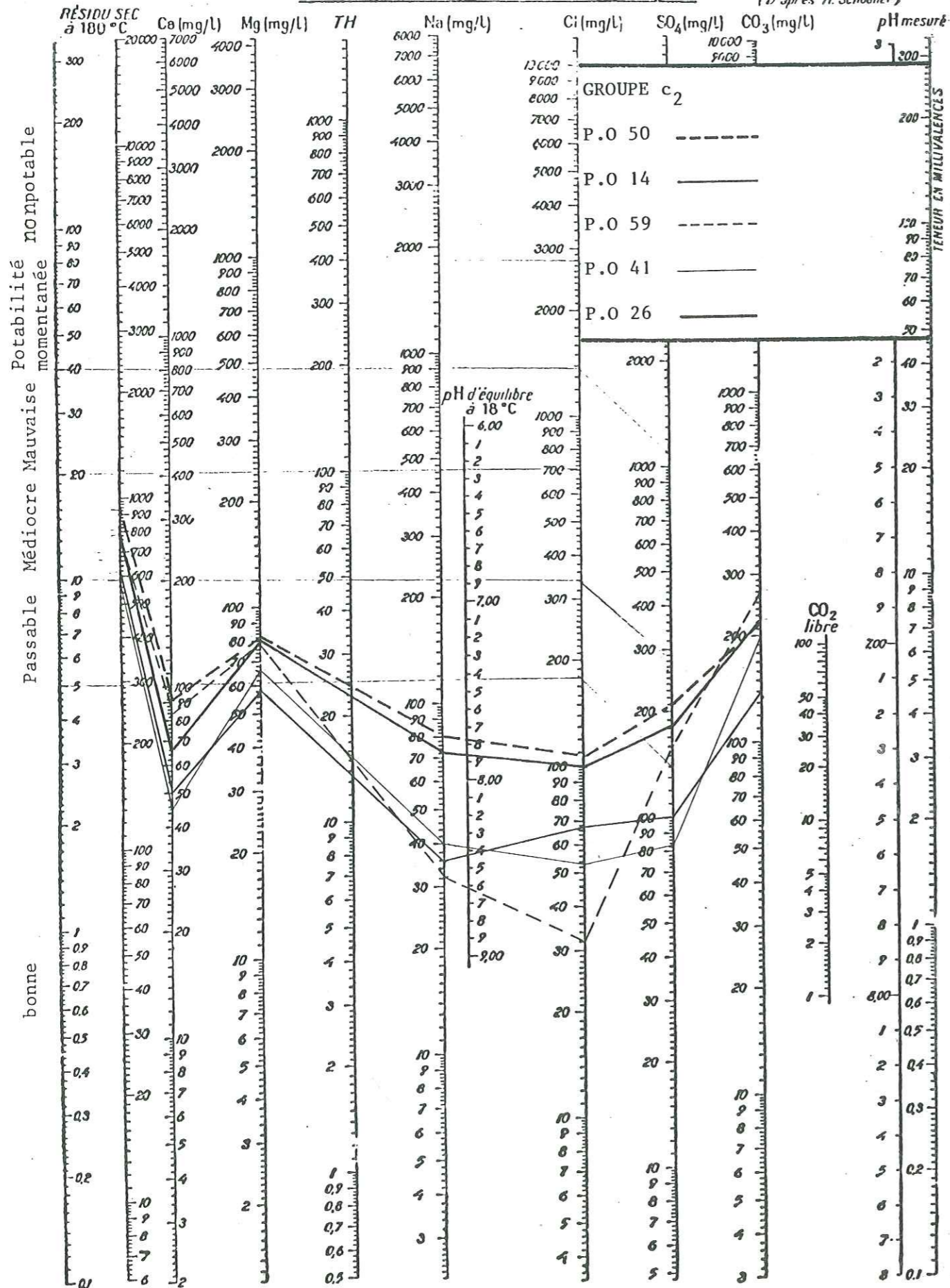


(Pi = Piézomètre) (P.O = Puits d'observation) (P = Puits profond) (S = Source)

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoelker)

Fig. 45

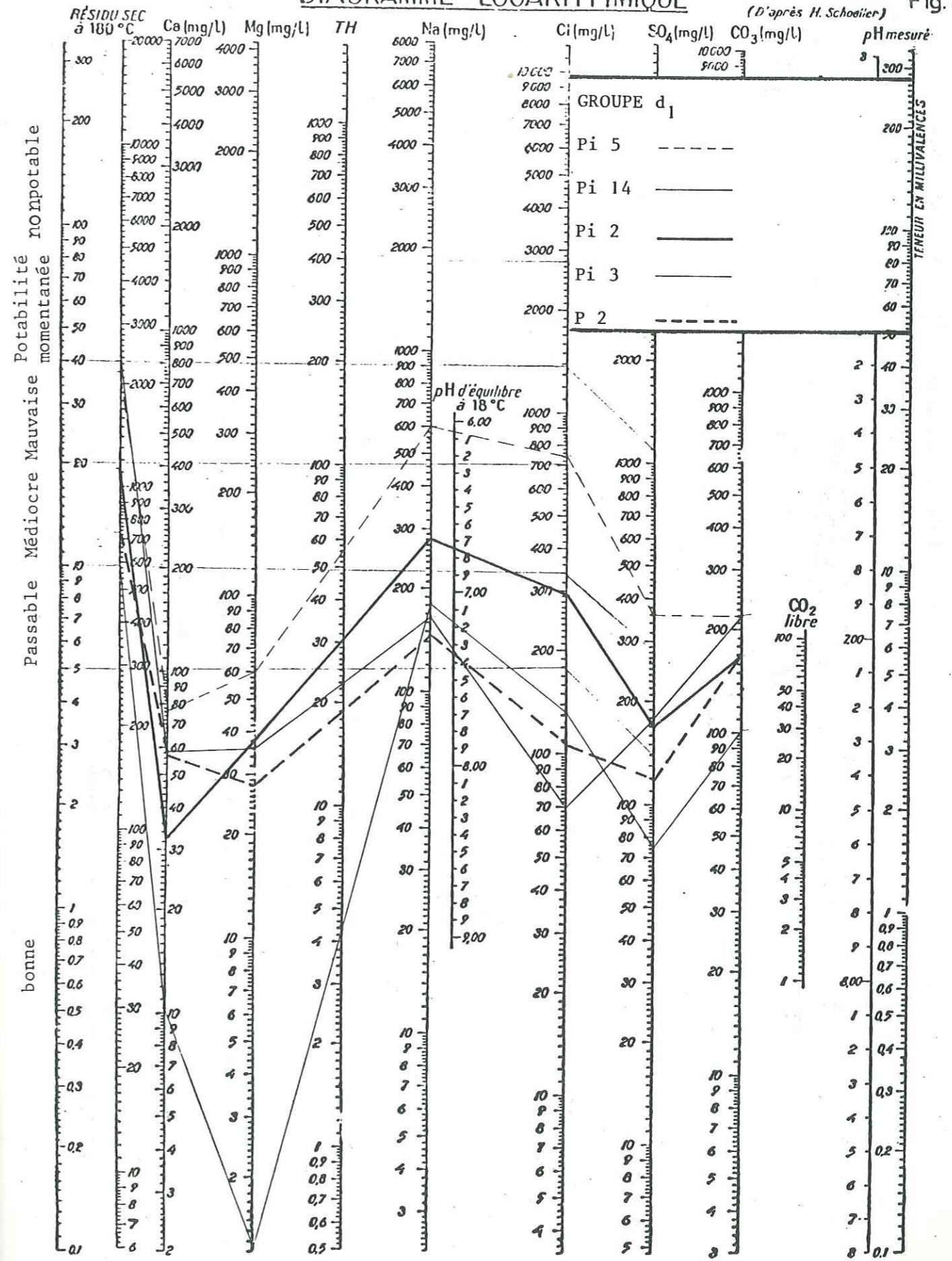


(Pi = Piézomètre) (P.O = Puits d'observation) (P = Puits profond) (S = Source)

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

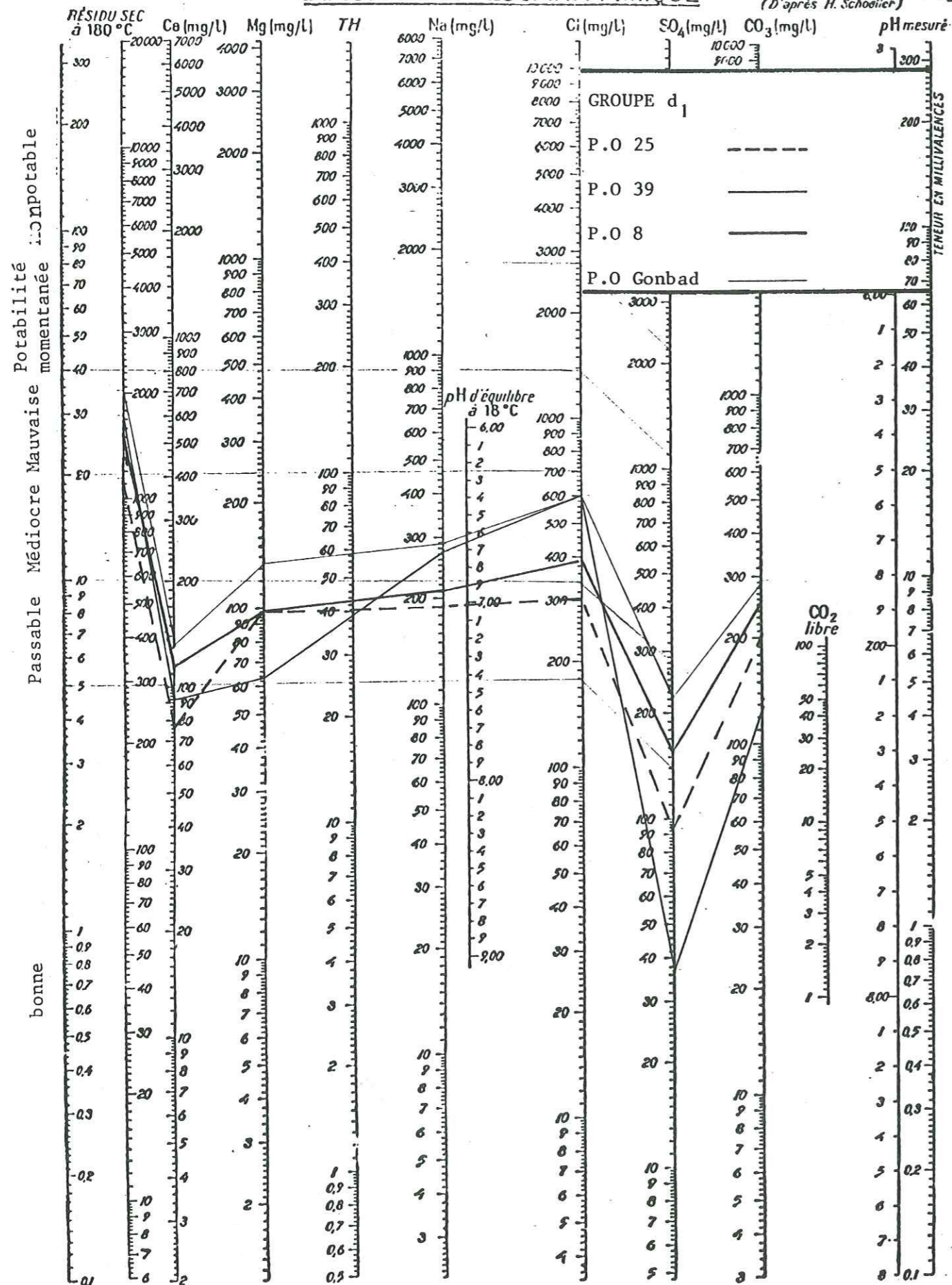
(D'après H. Schoelker)

Fig. 46



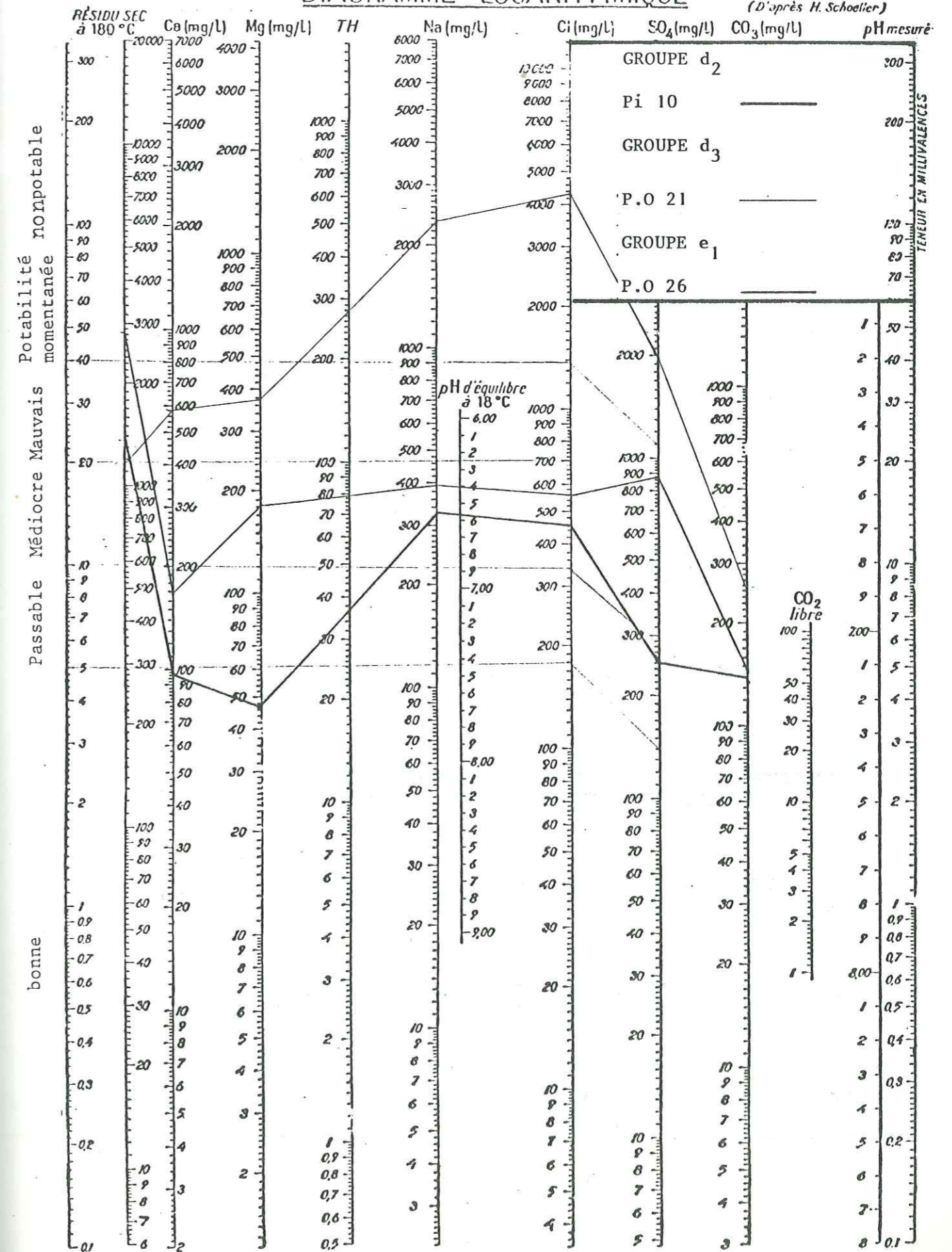
(Pi = Piézomètre) (P.O = Puits d'observation) (P = Puits profond) (S = Source)

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE (D'après H. Schoeller) Fig.47



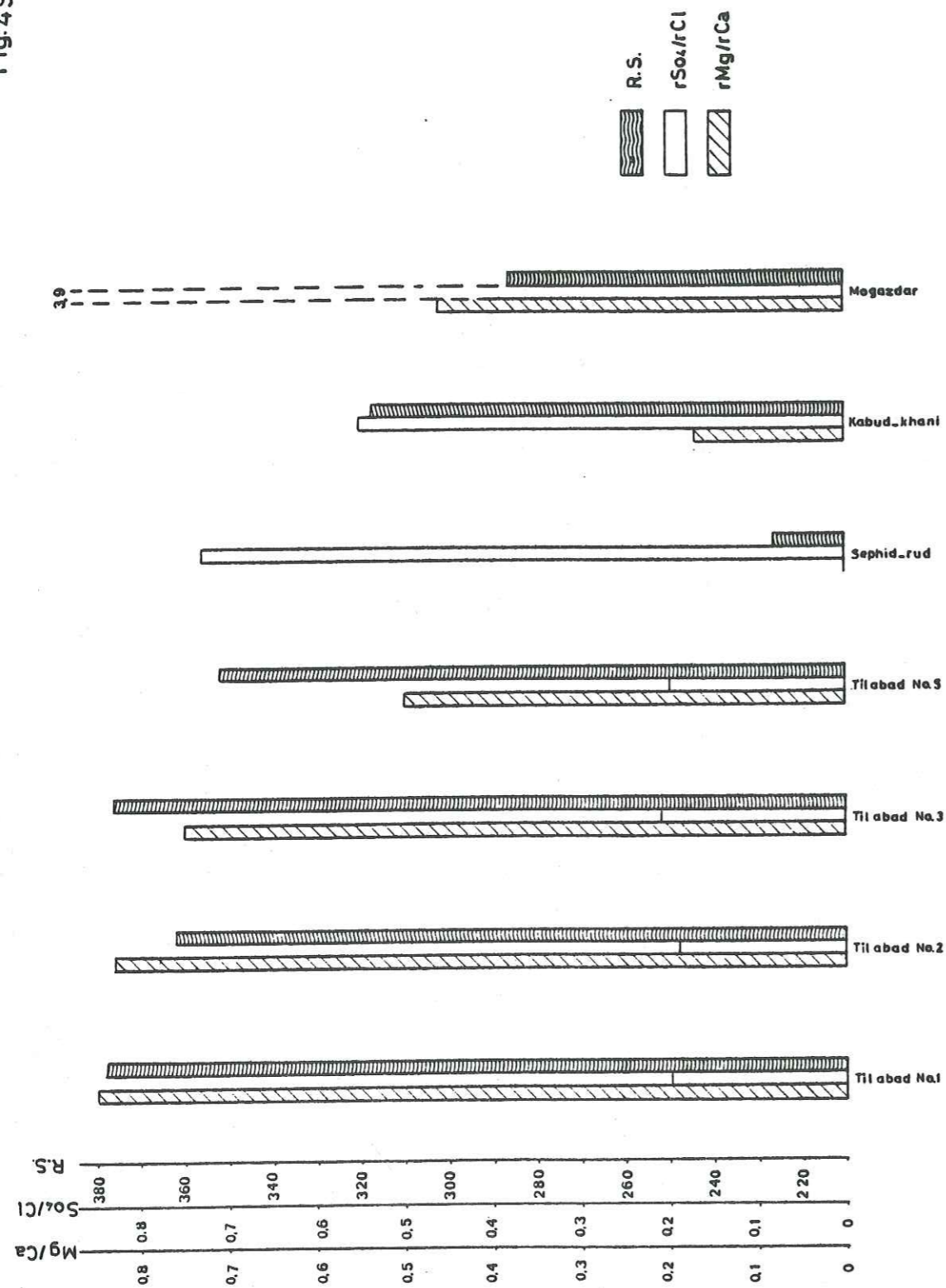
(Pi = Piézomètre) (P.O = Puits d'observation) (P = Puits profond) (S = Source)

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE (D'après H. Schoeller) Fig.48



(Pi = Piézomètre) (P.O = Puits d'observation) (P = Puits profond) (S = Source)

Fig.49



CHAPITRE IX

ETUDE ISOTOPIQUE

- Principes et études des teneurs en tritium des eaux du bassin versant
- Justification des teneurs différentes en tritium des sources

C H A P I T R E IX

ETUDE ISOTOPIQUE

IX - 1. PRINCIPES ET ETUDES DES TENEURS EN TRITIUM
DES EAUX DU BASSIN VERSANT

En hydrologie isotopique, on utilise le plus couramment les trois variétés suivantes : ${}^3\text{H} {}^1\text{H} {}^{16}\text{O}$, ${}^1\text{H} {}^1\text{H} {}^{18}\text{O}$ et ${}^1\text{H} {}^2\text{H} {}^{16}\text{O}$ de la molécule d'eau. On utilise aussi C-14 en hydrologie isotopique.

Le tritium, comme le carbone 14 ($T \approx 5\ 600$ ans) sont des radioéléments naturels produits par l'action de la composante neutronique du rayonnement cosmique sur les constituants gazeux de l'atmosphère. Compte tenu de leur activité au moment de la mesure et de leur période, il est possible d'obtenir des datations absolues. Cependant, depuis les essais thermonucléaires aériens, le carbone 14 et surtout le tritium doivent être considérés comme des isotopes artificiels, leur production naturelle étant actuellement masquée par la production artificielle.

Le tritium (${}^3\text{H}$) est l'isotope radioactif de l'hydrogène. Sa période est de 12,26 ans. La teneur en tritium des eaux naturelles est exprimée en unités de tritium (U.T.). Une U.T. correspond à une teneur de 1 atome de tritium pour 10^{18} atomes de ${}^1\text{H}$.

La teneur en tritium est mesurée avec des compteurs proportionnels, en phase gazeuse ou liquide. La valeur minimale qu'on peut déceler est normalement de 1-2 U.T. et la précision des mesures est de l'ordre de 5 %.

A partir de 1953, époque à laquelle les explosions thermonucléaires ont commencé, une quantité énorme de tritium artificiel a été injectée dans l'atmosphère. Par conséquent, dans l'hémisphère nord, la teneur en tritium des précipitations est passée de 10 U.T. à 5 000 - 10 000 U.T. en 1963. A la suite de la suspension des explosions, elle a commencé à décroître, plus ou moins régulièrement. Actuellement, les précipitations ont des teneurs en tritium de 100-300 U.T. toujours dans l'hémisphère nord (fig. 50).

A cause de la période assez courte du tritium et de la faiblesse de sa concentration dans les précipitations avant 1953, le tritium n'est présent, en quantité décelable, que dans les eaux souterraines récentes ou qui contiennent une fraction importante d'eaux récentes. On peut établir la règle pratique suivante :

- 1 - Si la teneur en tritium est inférieure à 3-5 U.T., l'eau date d'avant 1953.
- 2 - Si la teneur est supérieure à 20 U.T., la composante récente est prépondérante.
- 3 - 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.

Les analyses des échantillons d'eaux prélevées dans les sources du bassin versant étudié en septembre 1978 et dans les puits profonds en novembre 1973 ont fourni les résultats suivants :

Source de Sefhidrud	67 U.T.
Source de Kabud Khani	67 U.T.
Source de Mogazdar	64 U.T.
Source de Tilabad	0 U.T.
Puits profond n° 3	58,6 ± 2,3 U.T.
Puits profond n° 2	32,8 ± 1,6 U.T.
Puits profond n° 5	< 7,3 U.T.

Ces résultats d'analyses nous permettent l'interprétation suivante :

La teneur en tritium dans les eaux de précipitations du premier octobre 1971 à Behchar (à environ 160 km à l'ouest de Gonbad-e-Qabus) est de 119 U.T. Cette valeur est très proche de la valeur moyenne des précipitations dans la région étudiée et est comparable à celle des précipitations en Europe Centrale à la même époque et dans des conditions locales identiques (Chadjari, 1978).

La valeur nulle U.T. dans la source de Til abad montre une alimentation antérieure aux explosions thermonucléaires de 1954. Si on estime que la teneur en tritium des précipitations tombées pendant la période antérieure à 1954 dans la région étudiée était de 15 U.T. par comparaison avec d'autres régions du monde, l'âge de l'eau de Tilabad serait d'au moins 60 ans.

Les valeurs de 67 U.T. dans les sources de Sefhidrud et de Kabud Khani et 64 U.T. dans la source de Mogazdar et 58,6 U.T. dans le puits profond N° 3, sont proches de la valeur moyenne de la teneur en tritium des eaux de pluie de la région et indiquent une alimentation postérieure à 1954. La valeur de 58,6 U.T. dans le puits profond N° 3 (près du Piémont) confirme à nouveau les alimentations efficaces des nappes (profonde et phréatique) par les cônes de déjection, qui reçoivent les écoulements hypodermiques et l'infiltration.

La valeur de 32,8 U.T. dans le puits profond N° 2 à environ 13 km au nord du puits N° 3 est le signe d'une alimentation d'eau postérieure à 1954. Comme nous avons expliqué au chapitre VII-6.6., le temps approximatif de traversée du puits N° 3 au puits N° 2 serait de 10 ans, le temps de parcours permet d'expliquer la teneur différente en tritium de ces puits.

La faible teneur en tritium dans le puits profond N° 5 situé au milieu de la plaine montre une alimentation d'eau antérieure à

1954. Dans ce puits, les eaux de précipitations postérieures à 1954 ne sont mélangées qu'en quantité négligeable.

La teneur différente en tritium des puits N° 5 et N° 2 peut être expliquée par la structure géologique de la plaine. Le puits N° 5 creusé dans un secteur protégé par une barrière formée par une couche imperméable ne permet pas d'infiltration des eaux de précipitations postérieures à 1954.

IX - 2. JUSRIFICATION DES TENEURS DIFFERENTES EN TRITIUM DES SOURCES

On peut expliquer les teneurs différentes en tritium de l'eau des sources de Tilabad et de Saphidrud comme ceci :

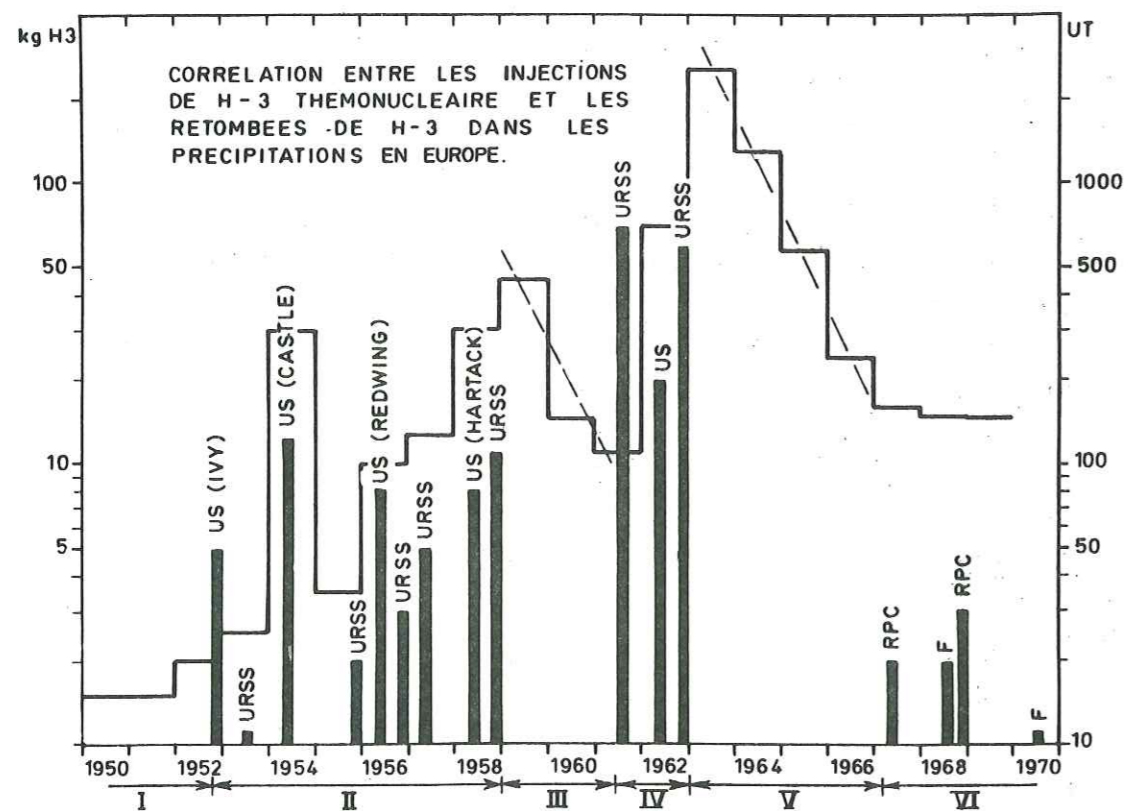
1 - Comme nous l'avons expliqué au chapitre II-3.1., les précipitations n'augmentent pas en fonction de l'altitude.

Les sources de Saphidrud, Mogazdar et de Kabud Khani sont situées entre 250 et 550 m d'altitude, lieu où les précipitations sont maximales, alors que la source de Tilabad est située à 700 m au-dessus. D'autre part, la région de Tilabad ne possède pas une végétation importante, tandis que la région de Saphidrud et Sussera (Mogazdar) est recouverte par une végétation importante. Par conséquent, le taux de précipitation de la région de Tilabad est très faible (trois fois moins que celle de Saphidrud). Donc l'apport dans cette région est trois fois moins important que dans la région de Saphidrud.

2 - La région de Tilabad n'est pas couverte de végétation et la pente topographique est très raide, par conséquent l'infiltration de l'eau de pluie n'est pas importante, tandis que pour la région de Saphidrud nous avons une infiltration de 68 mm pour l'année moyenne (environ 8,5 % de la précipitation). En tenant compte de ces facteurs, la teneur différente en tritium des sources est naturelle.

Les directions des failles et la coupe géologique BB' nous indiquent que les formations de la région de Saphidrud ne reçoivent pas les eaux infiltrées à la région de Tilabad, ou du moins en proportion négligeable. Les grès, argiles du Trias supérieur forment une véritable barrière hydrogéologique entre ces deux régions. Autrement dit, il n'existe pas de mélange entre les eaux anciennes de la région de Tilabad et les eaux relativement récentes de la région de Saphidrud.

Fig. 50



D'après OLIVE. Ph.

CONCLUSION GENERALE

L'ensemble des données climatiques permet d'attribuer au bassin versant étudié un climat tempéré humide et de type méditerranéen. L'humidité de la région est due à la mer Caspienne et aux cyclones humides qui viennent de la Méditerranée. Mais au Nord du bassin versant qui est proche du désert de Kara-Kum, les conditions climatiques sont différentes et on y trouve des mois secs.

La lame d'eau moyenne tombée sur l'ensemble du bassin versant, selon les courbes isohyètes est de 498 mm et pour la plaine cette valeur est de 560 mm. Les périodes pluvieuses sont en novembre-avril et les périodes sèches en mars-octobre.

D'après l'indice saisonnier, la répartition des précipitations moyennes annuelles est la suivante :

Hiver	34,7 %	Eté	15,4 %
Printemps	25,4 %	Automne	24,5 %

La lame d'eau évapotranspirée à partir de la surface de la plaine déterminée selon la méthode du déficit d'écoulement est de l'ordre de 361 mm, soit 64 % des précipitations.

Les eaux qui échappent à l'évapotranspiration et l'infiltration sont drainées par les rivières du bassin versant.

Le flanc nord de l'Alborz est drainé par quatre rivières importantes. Trois de ces rivières débouchent à la rivière de Gorgan-rud dont le débit moyen mensuel à la station de Sangar Savar est de $16 \text{ m}^3/\text{s}$. La rivière de Tchehele-Tchay draine un bassin versant de 258 km^2 et son débit moyen mensuel est de l'ordre de $2,3 \text{ m}^3/\text{s}$. Elle reçoit les eaux de la rivière de Zohabe qui a un débit moyen mensuel de $1,7 \text{ m}^3/\text{s}$ et un bassin versant de 224 km^2 . La rivière de Quri-Tchay draine, elle, un bassin versant de 210 km^2 , son débit moyen mensuel est de $1,1 \text{ m}^3/\text{s}$. Enfin, la rivière de Khormalu qui draine un bassin versant de 910 km^2 a un débit moyen mensuel de $1,8 \text{ m}^3/\text{s}$. Ces rivières déversent environ $630 \text{ MCM}/\text{an}$ d'eau dans la plaine du bassin versant étudié.

Le volume des réserves de chaque sous-bassin versant est calculé par l'étude du tarissement et les volumes obtenus sont comprises entre $4,3$ et 3 MCM .

Nous avons étudié les caractères géologiques de la région pour connaître les caractères hydrogéologiques des dépôts.

Dans les zones montagneuses, les formations imperméables, les calcaires fissurés et les failles, dirigent les eaux infiltrées vers les nappes de la plaine. En quelques endroits des zones montagneuses se manifestent certaines sources. Ces sources se manifestent soit sur les lignes tectoniques, soit au contact des formations imperméables au pied des collines. L'alimentation des nappes par les zones montagneuses peut se faire des deux façons suivantes :

- Par une faille normale au piémont qui met les calcaires du Trias au contact d'alluvions.
- En raison de la diminution d'ouverture des fissures des calcaires vers la plaine, lorsque les eaux infiltrées dans les calcaires arrivent dans ce secteur compact, elles sortent dans les alluvions qui se trouvent au-dessus des calcaires. La concordance des cartes piézométriques des nappes avec les cartes d'isoconductivités a con-

firmé l'alimentation des nappes par les zones montagneuses.

La quantité d'eau entrée par les zones montagneuses est d'environ $37 \text{ MCM}/\text{an}$.

La plaine du bassin étudié a été divisé en deux parties. La première correspond aux cônes de déjection qui se trouvent au sud de la plaine et sont formés d'alluvions grossières, dont les transmissivité et la capacité d'infiltration sont fortes. La majeure partie de l'alimentation des nappes se fait dans cette zone car les eaux provenant des montagnes s'infiltrent dans ces cônes de déjection. Vers le Nord, les sédiments grossiers passent à des dépôts plus fins (limons, argiles). Dans cette partie, les dépôts lacustres sont très étendus.

Les systèmes aquifères au Nord de la plaine sont hétérogènes et il est difficile de mettre en évidence l'épaisseur et la profondeur de chaque nappe. Nous avons admis l'existence de deux systèmes aquifères : le premier système correspond aux nappes libres (non confinées) et le deuxième système qui se trouve au-dessous du premier correspond aux nappes captives et semi-captives. Près du Piémont, nous avons seulement un système d'aquifère libre.

L'étude piézométrique sur les cartes a permis de préciser la direction et le sens de l'écoulement des nappes, soit phréatique, soit profonde, qui est en général du Sud vers le Nord-Ouest.

L'étude des nappes à partir des mesures géophysiques, des travaux de forage et des études 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 $9,2 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (au Piémont) à $1,7 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (au Nord de la plaine). Ainsi, le coefficient d'emmagasinement varie de $6,2 \times 10^{-2}$ à 8×10^{-4} . Les eaux infiltrées dans l'ensemble du bassin versant ont besoin en moyenne de 16 ans pour passer du piémont à la rivière de Gorgan rud (une distance de 20 km).

L'étude chimique nous a permis de distinguer la qualité des eaux phréatiques et profondes. Dans la partie sud de la plaine, la qualité de l'eau dans les deux systèmes est convenable, mais la qualité de l'eau diminue vers le Nord et l'Ouest du bassin versant. Les zones bicarbonatées du Sud sont favorables pour exploiter les eaux souterraines.

Les pompages agricoles et débits des ganats sont de l'ordre de $3,1 \text{ m}^3/\text{s}$ (9,8 MCM/an) et les résultats obtenus par le bilan hydrogéologique montrent que le bilan d'exploitation est excédentaire et qu'on peut augmenter les volumes exploités d'environ 8 %. Par ailleurs, l'étude isotopique des eaux des puits situés au piémont montre que les réserves des eaux relativement récentes de cette zone sont très liées avec les précipitations, donc l'exécution de nouveaux forages ou l'augmentation des pompages dans cette zone sans tenir compte des précipitations des années précédentes créera des problèmes d'exploitation.

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. C'est ainsi que l'on peut augmenter les volumes exploités dans les zones où la surface libre est à moins de trois mètres de profondeur, pour protéger le sol, de la salinisation provoquée par l'évapotranspiration de la surface de la nappe. Il en résultera une amélioration de la qualité des sols intéressante.

En résumé, l'étude réalisée montre l'importance des apports dus aux précipitations sur les versants montagneux pour l'alimentation des nappes de la région mais ce sont les conditions géologiques et spécialement lithologiques et tectoniques qui régissent l'écoulement des eaux souterraines et déterminent leurs qualités chimiques et leurs possibilités d'exploitation.

Malgré les difficultés de connaître en détail le mode d'écoulement des eaux souterraines sous la plaine bordant la Caspienne, les études hydrodynamiques et isotopiques permettent une approche sérieuse des possibilités d'exploitation des eaux qui constitue le but de toute étude hydrogéologique.

Nous espérons que les recherches que nous avons menées seront utiles pour la région de Dacht, mais permettront aussi une meilleure connaissance de l'hydrogéologie des régions de piémont qui sont nombreuses mais où les problèmes posés sont encore souvent mal résolus.

B I B L I O G R A P H I E

- ABKAV, Ingénieurs conseils, 1967 - Etude géophysique par prospection électrique dans la région de Gorgan-Dacht.
- AMURSKIY G. (1971) - The deep structures of the Kopetdagh, Géotectonic, N° 1.
- ANDERSON E.M. (1951) - The dynamics of faulting. Oliver and Boyd, Ed. London.
- ASSERETO R. (1966) - The jurassic Shemshak Formation in Central Elburz (Iran).
(1963) - The paleozoic formations in Central Elburz (Iran).
- ASTIER J.L. (1971) - Géophysique appliquée à l'hydrogéologie. Ed. Masson.
- BADGLEY P.C. (1965) - Structural and tectonic principles. Harper and Rom Ed.
- BARBIER R., GIGNOUX M. (1955) - Géologie des barrages et des aménagements hydroélectriques. Ed. Masson.
- BEGEMAN F., LIBBY W.F. (1957) - Continental water balance, ground water inventory and storage times.
- BERKALOFF E. (1970) - Interpretation des pompages d'essai - Bull. B.R.G.M.
- BOGOMOLOV G. (1962) - Hydrogéologie et notions de géologie d'ingénieur. Ed. Paix Moscou.
- CASTANY G. (1966) - Interprétation des cartes piézométriques et caractéristiques des couches aquifères libres. B.R.G.M. Bull. 3.
(1967) - Traité pratique des eaux souterraines. Dunod Paris.
(1965) - Prospection et exploitation des eaux souterraines. Dunod Paris.
- CLOOS E. (1955) - Experimental analysis of fracture pattern. Geol. Soc. America. Bull. 66.
- COOPER H.H. and RORABAUGH M.I. (1963) - Ground water movements and bank storage due to flood stages in surface streams. U.S.G.S. Water Supply.

- DELLENBACH J. (1964) - Contribution à l'étude géologique de la région située à l'Est de Téhéran. IRAN. Thèse. Strasbourg.
- DIMITRIOS C. (1976) - Etude hydrogéologique du bassin de la Thessalie orientale - Application d'une nouvelle méthode d'analogie électrique sur papier conducteur. Thèse. Grenoble.
- DONAL M. RAGAN (1968) - Structural geology. An introduction to geometrical techniques. John Willey and Sons. Ed. London.
- ENGALENC M. (1968) - Contribution à la géologie, géomorphologie, hydrogéologie de la région de Téhéran. Thèse. Montpellier.
- FONTES J.C. (1976) - Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles. La Houille Blanche N° 3/4 Paris.
- FONTAINE R. (1977) - Géologie et stratigraphie du synclinal du Ghalimoran (vallée de Ramiyan, Alburz oriental, Iran). Diplôme Université de Genève.
- GUYOT C. (1960) - L'hydrologie - Collection "Que sais-je ?". Ed. P.U.F.
- HILLS E.S. (1972) - Elements of structural geology. 2nd ed. Science paperbacks. London.
- HOUBERT M. (1973) - Bilan hydrochimique d'un bassin versant de Moyenne Montagne. Thèse. Thonon.
- HUBER H. (1975) - Geol. Rep. on the South Gorgan mountain front between Nika and Shah-Passand. N.I.O.C.
- JENNY J. (1977) - Géologie et stratigraphie de l'Alborz oriental entre Aliabad et Shahrud. Thèse N° 1820. Genève.
- KRUSEMAN G.P., RIDDER N.A. (1970) - Analysis and evaluation of pumping test data. I.L.R.I., Bull. 11.
- LE PRIOL J. (1974) - Etude hydrogéologique du bassin versant de la Bourbe. Thèse. Grenoble.
- MARGAT J. (1963) - Application des cartes hydrogéologiques à l'étude de la perméabilité et de la transmissivité des terrains aquifères. B.R.G.M.
(1963) - Ressources en eau souterraine et bilan des nappes. B.R.G.M.
- NABAVI M.H. (1976) - Préface à géologie de l'Iran. S.G.I. (texte en persan).

- N.I.O.C. (1959) - Geological map of Iran 1:2,500,000 (with explanatory notes).
 (1978) - Geological map of Iran 1:1,000,000. Compiled by H. HUBER. N.I.O.C. exploration and production affairs, Teheran.
- OLIVE Ph. (1970) - Contribution à l'étude géodynamique du cycle de l'eau dans l'hémisphère nord par la méthode du Tritium. Centre de recherches géodynamiques. Thonon.
 (1973) - Introduction à l'hydrogéologie isotopique.
- OLIVE Ph., JAMIER D. (1977) - Isotopic and chemical data about deep waters in the crustalline massif of Mont-Blanc. Strasbourg, second international symposium on water rock interactions.
- PAYAB, Consulting engineers (1972) - Complementary investigations of ground water development in the Gorgan and Plain area. Final report, Phase I studies.
- PRICE N.S. (1966) - Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Pergamon Press. Ed. London.
- RAMSAY J.C. (1976) - Folding and Fracturing of rocks. Mc Graw Hill. Ed. London.
- REMENIERAS G. (1960) - L'hydrologie de l'ingénieur. Ed. Eyrolles.
- RUHLAND M. (1973) - Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux. Sci. Géol. Bull. Strasbourg.
- SALEHI M.R. (1979) - Etude géologique de la région de Gorgan - Iran. Thèse. Orsay.
- SARROT R.J., SARROT J.R. (1977) - Alimentation des nappes et mélanges des eaux souterraines : Origine des eaux souterraines dans la plaine de Bourg d'Oisans.
- SARROT R.J. (1964) - Hydrogéologie dans le massif du Vercors. Association internationale des hydrogéologues. Mémoires 5, réunion d'Athènes, 1962.
- SCHOELLER H. (1956) - Géochimie des eaux souterraines.
 (1962) - Les eaux souterraines. Ed. Masson, Paris.
- SHAJARI M.S. (1978) - Etude statistique de l'hydrodynamique du cycle de l'eau au sud de la Caspienne, Bassins de Tadjan et Néka - Iran. Thèse. Grenoble.

- SOIL INSTITUTE OF IRAN (1969) - Soil survey of the entire Gorgan and plain area. Report.
- STAMPFLI G. (1978) - Etude géologique générale de l'Alborz oriental au S de Gonbad-e-Qabus - Iran N-E. Thèse N° 1868. Genève.
- STOCKLIN J. (1968) - Structural history and tectonique of Iran.
 A review.
- STOCKLIN J., RUTTNER A., NABAVI M. (1964) - New data on the lower paleozoic and pre-cambrian of North Iran. G.S.I.
- TODD O.K. (1959) - Ground water hydrogeology. New York.
- ZAMANKHAN M. (1965) - Hydrogéologie du bassin versant du Moharlu, Hydrodynamique des massifs calcaires de la région de Chiraz (Iran). Thèse. Grenoble.

LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig 1 Courbe hypsométrique du bassin versant	1
Fig 2 Hauteur des précipitations mensuelles classées selon leur fréquence	18
Fig 3 Courbe expérimentale cumulative	21
Fig 4 Précipitations moyennes mensuelles dans la région étudiée	21
Fig 5 Précipitations moyennes saisonnières dans la région	23
Fig 6 Courbes des hauteurs de précipitations annuelles classées	23
Fig 7 Bilan de l'eau, d'après Thornthwaite	40
Fig 8 Variations moyennes mensuelles des débits et des précipitations	53
Fig 9 Variations des débits journaliers pendant la saison des crues	53
Fig 10 Débits classés de Gorgan-Rud	56
Fig 11-12 Courbe de tarissement de la rivière Zohabe	58
Fig 13-14 Courbe de tarissement de la rivière Tchehele-Tchay	60
Fig 15 Courbe de tarissement de la rivière Quri-Tchay	61
Fig 16 Courbe de tarissement de la rivière Khormalu	61
Fig 17 Principales unités tectoniques de l'Iran	67
Fig 18 Coupes géologiques de la région	87
Fig 19 Coupes géologiques de la plaine	97
Fig 20 Courbe de tarissement de la source Ramiyân	105
Fig 21 Courbe de tarissement de la source Kalu-Kand	105
Fig 22 Courbe de tarissement de la source Tchechmeh Garmu	105
Fig 23 Courbe de tarissement de la source Agh-Emam	108
Fig 24 Droite de rabattement du puits N° PU.3	134
Fig 25 Droite de rabattement du puits n° PU.5	135
Fig 26 Courbe de rabattement du puits N° PU.6	136
Fig 27 Essai de remontée du puits n° PU.7	137
Fig 28 Détermination du rayon d'influence Puits N° Pi.4	138
Fig 29 Courbe de rabattement du puits N° PU.8	138
Fig 30 Détermination du rayon d'influence puits N° Pi 8	139
Fig 31 Essai de rabattement par palier du puits N° PU.5	140

	Pages
Fig 32 Relation statistique entre la transmissivité et la résistivité transversale	145
Fig 33 Diagramme logarithmique (Rivières)	169
Fig 34 Variation de la conductivité électrique en fonction du débit de la rivière de Gorgan-Rud	170
Fig 35 Variations de la salinité des puits en fonction du temps	173
Fig 36-48 Diagramme logarithmique de Schoeller-Berkalof	193-205
Fig 49 Compositions chimiques des eaux des sources	206
Fig 50 Corrélation entre les injections de 3 H thermonucléaire et les retombées de 3 H dans les précipitations en Europe	

LISTE DES PLANCHES

	Pages
Pl. 1	1
Pl. 2	7
Pl. 3	84
Pl. 4	118
Pl. 5	120
Pl. 6	126
Pl. 7	131
Pl. 8	132
Pl. 9	144
Pl. 10	150
Pl. 11	152
Pl. 12	160
Pl. 13	168
Pl. 14	174
Pl. 15	177
Pl. 16	178
Pl. 17	179
Pl. 18	180
Pl. 19	181
Pl. 20	182
Pl. 21	187
Pl. 22	188
Pl. 23	189
Pl. 24	190

LISTE DES TABLEAUX

	Pages
Tableau 1	1
Tableau 2	12
Tableau 3	15
Tableau 4	16
Tableau 5	35
Tableau 6	36
Tableau 7	41
Tableau 8	42
Tableau 9	43
Tableau 10	50
Tableau 11	51
Tableau 12	52
Tableau 13	102
Tableau 14	141
Tableau 15	156
Tableau 16	185
Tableau 17	185
Tableau 18	192

TABLE DES MATIERES

	Pages
AVANT PROPOS	
CHAPITRE I - PRESENTATION DU BASSIN VERSANT ETUDIE	
I-1. Situation géographique	2
I-2. Habitants	5
I-3. Agriculture	5
I-4. Routes	8
CHAPITRE II - METEOROLOGIE	
II-1. Généralités	11
II-2. Climatologie	13
II-3. Les précipitations	13
II-3.1. Répartition pluviométrique dans l'espace	13
II-3.2. Répartition pluviométrique dans le temps	14
II-3.3. Hauteur des précipitations mensuelles classées selon leur fréquence	17
II-3.4. Répartition pluviométrique interannuelle (Etude statistique)	17
II-3.4.1. Valeurs remarquables	17
II-3.5. Représentation graphique des résultats des mesures des précipitations	22
II-3.5.1. Précipitations moyennes mensuelles du bassin versant	22
II-3.5.2. Précipitations moyennes saisonnières du bassin versant	22
II-3.5.3. Courbes des hauteurs des précipitations classées	22
II-4. Comparaison des résultats des diverses méthodes utilisées	24
II-5. Température	24
II-6. Vent	26

CHAPITRE III - CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION

	Pages
III-1. Généralités	29
III-2. Evaporation	30
III-3. Evapotranspiration potentielle et réelle	31
III-3.1. Méthode de L. Turc	32
III-3.2. Méthode de Coutagne	33
III-3.3. Méthode de Thornthwaite	33
III-3.3.1. Evapotranspiration mensuelle moyenne et bilan hydrologique pour le bassin versant	37

CHAPITRE IV - ECOULEMENT DE SURFACE

IV-1. Description du réseau	46
IV-1.1. Gorgan rud à la station de Gonbad-e-Qabus	47
IV-1.2. Tchehele Tchay à la station de Lazoreh	47
IV-1.3. La rivière de Zohabe à la station de Pass Pochteh	48
IV-1.4. La rivière de Quri Tchay à la station de Ramiyan	48
IV-1.5. La rivière de Khormalu à la station de No-deh	48
IV-1.6. La rivière de Gorgan rud à la station de Sangar Savar	49
IV-2. Les stations hydrométriques	50
IV-3. Modules et coefficients relatifs mensuels	51
IV-4. Répartition des crues dans l'année	52
IV-5. Modules spécifiques de la région	52
IV-6. Débits classés de Gorgan rud à la station de Sangar Savar pour l'année hydrogéologique 1975-76	54
IV-7. Calcul de volume des réserves par l'étude du tarissement	55
IV-7.1. Pour la rivière Zohabe	57
IV-7.2. Pour la rivière Tchehele Tchay	59
IV-7.3. Pour la rivière Quri Tchay	
IV-7.4. Pour la rivière Khormalu	59
IV-8. Essai d'évaluation de l'infiltration dans la région	62

	Pages
CHAPITRE V - GEOLOGIE	
V-1. Géologie d'ensemble de l'Alborz	66
V-2. Stratigraphie du bassin versant étudié	68
V-2.1. Les couches les plus anciennes	68
V-2.2. Cambrien	68
V-2.3. Silurien	70
V-2.4. Devonien-Carbonifère	70
V-2.4.1. Devonien	71
V-2.4.2. Carbonifère	72
V-2.5. Permien-Trias	73
V-2.5.1. Permien	73
V-2.5.1.1. Formation de Dorud	74
V-2.5.1.2. Formation de Ruteh	74
V-2.5.2. Trias	75
V-2.6. Jurassique	77
V-2.7. Crétacé	77
V-2.8. Paléogène	78
V-2.9. Néogène	79
V-2.10. Quaternaire	79
V-3. Tectonique	86
V-3.1. Généralités	86
V-3.2. Plis importants de la région	86
V-3.3. Histoire orogénique du bassin versant étudié	90
CHAPITRE VI - CARACTERES HYDROGEOLOGIQUES DES DEPOTS	
VI-1. Caractères hydrogéologiques des alluvions	96
VI-2. Caractères hydrogéologiques des calcaires	99
VI-3. Sources	100
VI-3.1. Coefficient de tarissement et capacité d'emmagasinement	103
VI-3.1.1. Formule de Maillet	103
VI-3.1.2. Formule de G; Tison	109

	Pages
CHAPITRE VII - ETUDE DES EAUX SOUTERRAINES.	
VII-1. Généralités	116
VII-2. Alimentation des nappes	117
VII-3. Géologie des aquifères	119
VII-4. Inventaire des forages	121
VII-5. Travaux de géophysique	122
VII-5.1. Campagne générale	122
VII-5.2. Carte de résistivité électrique apparente pour AB = 600 m	125
VII-5.3. Carte de résistivité transversale	130
VII-6. Propriétés hydrodynamiques des terrains	130
VII-6.1.1. Evaluation de "T" et "S" à partir des essais de pompage	130
VII-6.1.2. Evaluation de "T" par l'analyse des mesures géo- physiques	142
VII-6.2. Détermination du rayon d'influence	143
VII-6.3. Calcul du coefficient de perméabilité	146
VII-6.4. Présentation graphique des propriétés des nappes	148
VII-6.4.1. Cartes piézométriques	148
VII-6.5. Gradient hydraulique de la surface piézométrique	149
VII-6.6. Mouvement et emmagasinement de l'eau souterraine	151
VII-6.7. Bilan et volume d'eau emmagasinée	151
VII-6.8. Vérification du bilan hydrogéologique obtenu par l'équation du bilan	159
CHAPITRE VIII - ETUDE DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX	
VIII-1. Généralités	165
VIII-2. Qualité de l'eau de surface	166
VIII-3. Qualité des eaux souterraines	171
VIII-3.1.1. Qualité des eaux des nappes	171
VIII-3.1.2. Variations de la salinité avec le temps	172
VIII-3.1.3. Conductivité électrique	172
VIII-3.1.3.a. Conductivité électrique de la nappe profonde	175
VIII-3.1.3.b. Conductivité électrique de la nappe phréatique	175

	Pages
VIII-3.1.4. Carte d'équirapports r Mg/r Ca	176
VIII-3.1.5. Carte d'équirapports r SO ₄ /r Cl	176
VIII-3.1.6. Carte d'isochlorures	183
VIII-3.1.7. Taux d'absorption du sodium	183
VIII-3.1.8. Représentation graphique des analyses d'eau	184
VIII-3.1.9. Classification des différents types d'eau	191
VIII-3.2. Qualité des eaux des sources	191
CHAPITRE IX - ETUDE ISOTOPIQUE	
IX-1. Principes et études des teneurs des tritium des eaux du bassin versant	209
IX-2. Justification des teneurs différentes en tritium des sources	212
CONCLUSION GENERALE	215
BIBLIOGRAPHIE	220
LISTE DES FIGURES	224
LISTE DES PLANCHES	226
LISTE DES TABLEAUX	227
TABLE DES MATIERES	228

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 5 février 1979

Le Président de la thèse

[Signature]

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale