

Matériaux pour la Géologie de la Suisse

Géophysique N° 10

Publiés par la Commission Géotechnique Suisse  
Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles

Etude géophysique, géologique et hydrogéologique  
de la région de Concise à Pompaples  
(Pied du Jura vaudois)

par

H. LAZREG

En Commission chez Kümmerly & Frey, Geographischer Verlag,  
Berne 1971

Offsetdruck P. Schmidberger, Zürich 1971

Matériaux pour la Géologie de la Suisse

Géophysique N° 10

Publiés par la Commission Géotechnique Suisse  
Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles

Etude géophysique, géologique et hydrogéologique,  
du pied du Jura vaudois  
entre Concise et Pompaples

par

H. LAZREG

En Commission chez Kümmerly & Frey, Geographischer Verlag,  
Berne 1971

Offsetdruck P. Schmidberger, Zürich 1971

*Préface de la Commission Géotechnique Suisse*

M. H. Lazreg présenta à la Commission un manuscrit intitulé "Etude géophysique, géologique et hydrogéologique de la région de Concise à Pompaples (Pied du Jura vaudois)". Il s'agit d'une thèse de doctorat élaborée à l'Institut de Géologie et à l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne sous la direction de MM. les Professeurs H. Badoux et C. Meyer de Stadelhofen. L'ouvrage a été accepté par la Commission pour être publié dans la série "Géophysique". La Commission remercie vivement M. Lazreg de cette contribution intéressante à la recherche géophysique, géologique et hydrogéologique du pays et de sa participation aux frais d'impression. Le fond du texte et des figures est laissé à la seule responsabilité de l'auteur.

Au nom de la  
Commission Géotechnique Suisse  
Le président: Prof. F. de Quervain

Zurich, octobre 1971

A la mémoire de mon cher Maître,  
le regretté professeur Edouard Poldini

## TABLE DES MATIERES

Introduction	1
<b>PREMIERE PARTIE</b>	
Situation géologique	
1. Situation géographique	2
2. Aperçu historique	2
3. Aperçu géologique	2
4. Géologie du Quaternaire	5
A. Les éluvions, terrains à éléments fins, dûs au lessivage des pentes	6
B. Les limons consolidés et les sables	6
C. Les graviers affleurants ou subaffleurants	6
a) Les graviers stratifiés de Grandson	6
b) Les graviers würmiens ou glaciaires	7
c) Les graviers des pentes rapides du Jura	7
d) Les graviers alluviaux	7
D. La moraine graveleuse "d'anciennes terrasses"	7
E. La moraine indifférenciée	8
<b>DEUXIEME PARTIE</b>	
Prospection géophysique	
I. La méthode électrique	9
1. Principe	9
2. Le trainé électrique	9
A. Résistivité vraie et résistivité apparente	10
B. Profondeur d'investigation	11
C. Calcul de K	12
D. Résultats du trainé AB = 100 m	12
a) Introduction	12
b) Carte des résistivités	13
c) Conclusions	15
3. Etude par sondages électriques	15
A. Principes	15
B. Interprétation des sondages	15
a) Le cas simple de deux terrains	15
b) Le cas de plusieurs terrains	16
C. Interprétation des courbes des types K, A et Q	18
a) Famille des courbes du type A	18
b) Famille des courbes du type K	18
c) Famille des courbes du type Q	18
D. Exemples d'interprétation de sondages électriques	19
E. Résultats des sondages	22
a) Carte des résistivités apparents AB = 350 m	22
b) Carte structurale	23
4. Conclusions sur le chapitre "Electricité"	23
II. Etude gravimétrique	
1. Introduction	24
2. Les cartes des anomalies gravifiques	24
A. Les anomalies régionales	24
B. Les anomalies régionales planes	24
C. Les anomalies résiduelles	24

a) L'adoucissement des courbes	26
b) La méthode analytique	26
c) Les moyennes mobiles	26
3. Interprétations des résultats	26
A. Observations générales sur les cartes des anomalies	26
a) Carte des anomalies de Bouguer	26
b) La carte Résiduelle	27
B. Les axes de l'anomalie résiduelle: Leur signification géologique	27
a) L'axe lourd de la colline de Furtille	27
b) L'axe léger de la vallée de la Brine	27
c) L'axe léger de Champvent	28
d) L'axe lourd de Vuiteboeuf-Grandson	28
e) La zone positive de Vugelles-La Mothe	28
f) La zone négative de la vallée de l'Arnon, au S de Fiez	29
g) L'axe lourd de Villars Burquin—Le Repuis	29
h) La zone négative de l'Arnon à Champagne	29
i) La zone positive de Bonvillars	29
k) L'axe léger du NE d'Onnens	29
l) L'axe lourd de Corcelles	29
m) L'axe léger de Concise	30
4. Conclusions	30

## TROISIEME PARTIE

### Etude hydrologique

1. Introduction	31
2. Analyse de l'eau et classification des sources	31
a) Les sources à forte conductivité env. $10^{-4}$ moh. cm	31
b) Les sources à conductivité s'échelonnant entre $75.10^{-5}$ et $80.10^{-5}$ moh. cm	32
c) Le groupe des sources à conductivité voisine de $55.10^{-5}$ moh. cm	32
d) Sources à conductivité généralement inférieure à $42.10^{-5}$ moh. cm	32
e) La dureté permanente et la teneur en $Ca^{++}$ , comme autre critère de classification des sources	32
3. Profil de conductivité le long de l'Arnon	33
"Trainé lacustre"	33
1. Principe du "Trainé lacustre"	33
2. Résultats des mesures	34

## QUATRIEME PARTIE

### Chapitre de Synthèse

1. Conclusions géologiques	35
2. Conclusions tectoniques	36
A. Le plateau calcaire de Bofflens	36
B. Le bassin molassique de Baulmes — Rances — Orbe	36
C. Le synclinal de Baulmes	37
Allure du synclinal de Baulmes en profondeur	38
D. Le flanc E de la faille d'Orbe	38
E. Le synclinal de Champvent	39
F. Le plateau d'Orges	39
G. Le synclinal de l'Arnon	39
Conclusion de l'étude gravimétrique relative à ce synclinal	40
3. Conclusions hydrologiques	40
A. Hydrologie du Quaternaire	40
a) Le synclinal de Baulmes et environs	40
b) La vallée de l'Arnon	41
c) Les cônes sous-lacustres	41
B. Hydrologie karstique	42
4. Analyses des eaux	45
Bibliographie	48

## Introduction

Les réserves d'eau potable, constituent pour chaque pays, une richesse naturelle nationale, dont il convient de s'occuper soigneusement pour éviter son gaspillage ou sa destruction. Avec le développement moderne de l'industrie et de l'agriculture, l'eau tend à devenir, une des matières premières les plus précieuses.

Si, à la surface du globe, la masse aquifère ne manque généralement pas, elle n'est pas, par contre, toujours consommable là où on la trouve. Les fractions potables sont des exceptions rares.

D'ailleurs, il n'a pas fallu beaucoup d'efforts, pour qu'une prise de conscience générale se cristallise rapidement, autour du problème des réserves en eau consommable. En effet, depuis quelque temps, une décennie hydrologique internationale a débuté un peu partout dans le monde, afin de tenter d'établir un bilan de ces réserves. Elle suit actuellement son cours, dans les pays qui disposent de moyens techniques et financiers, leur permettant de procéder à des recherches systématiques. Sur le plan régional, une commission à l'échelle européenne s'est réunie récemment pour définir une "Charte de l'eau". Celle-ci tend à la protéger contre le gaspillage, la pollution, et pour la consacrer, en quelque sorte, comme étant une richesse à défendre. La Suisse, souscrit, pour sa part, à cet effort général, en établissant un plan d'étude, qui vise à connaître et évaluer ses propres réserves nationales en eau potable.

En ce qui concerne le canton de Vaud, les Instituts de géologie et de géophysique de l'Université de Lausanne ont entrepris une étude systématique de ses réserves hydriques.

Avec le développement des routes et autoroutes nationales suisses, la consommation des graviers et matériaux graveleux, augmente prodigieusement. Ces matériaux sont exploités là où on les trouve, et comme ils recèlent généralement des nappes aquifères, cette exploitation peut avoir des conséquences graves. Les graviers sont en effet, des formations poreuses et perméables. Ils peuvent de ce fait constituer d'excellents réservoirs. Notre tâche est donc de prospecter ces réservoirs et d'apporter une contribution à l'étude des structures géologiques de la région du pied du Jura, comprise entre Concise et Pompaples.

Or, les méthodes géophysiques, ont montré jusqu'ici, une efficacité certaine dans la prospection à faible profondeur. Elles se sont révélées particulièrement bien adaptées pour déceler des formations graveleuses ou sableuses, aquifères ou non, encaissées dans des terrains imperméables.

Nous allons par conséquent, combiner les différentes méthodes géophysiques et les associer à l'observation géologique de façon à "voir" en profondeur ce que l'on peut observer depuis la surface.

Une pareille étude nécessite des déplacements, du personnel, et du matériel. Nous n'aurions pu l'accomplir sans l'aide capitale des pouvoirs publics, de l'Université et spécialement de mes maîtres, le Professeur H. Badoux (géologie) et le Professeur C. Meyer de Stadelhofen (géophysique), qui ont bien voulu accepter de suivre mes travaux et guider mes pas afin de combiner utilement des méthodes peu apparentées les unes aux autres, mais combien complémentaires.

A tous j'exprime ma reconnaissance et ma profonde gratitude.

## PREMIERE PARTIE

### Situation géologique

#### 1. *Situation géographique*

La présente étude géophysique, géologique et hydrogéologique, concerne la partie du pied du Jura vaudois, comprise entre Concise et Pompaples. Le lac de Neuchâtel constitue la limite E de notre région d'étude, jusqu'aux Tuileries. A partir de là, la route cantonale reliant Grandson à Montagny, prolonge cette limite vers le S jusqu'à Pompaples, en passant par Method, Orbe et Arnex. Les contreforts de la chaîne jurassienne constituent les limites W et N de notre étude, tandis que la route cantonale reliant Pompaples à Groy en détermine le côté S.

La région ainsi délimitée a une surface d'environ 102 km<sup>2</sup>, six cours d'eau la traversent, ce sont du N au S: La Dia, l'Arnon, la Brine, le Mujon, l'Orbe et le Nozon. Ils déterminent entre eux cinq zones que nous étudierons en détail. (Voir planche No 1.)

Le pied du Jura, peut se définir comme étant la bande de terrains plus ou moins étroite, parallèle à la chaîne plissée, empiétant sur une partie du plateau molassique et comprenant les soulèvements calcaires du flanc doux du Jura.

#### 2. *Aperçu historique*

Au courant du XIXe siècle, plusieurs naturalistes s'intéressèrent au Jura et y firent des observations géologiques souvent éparses et très limitées. Leur attention fut attirée, la plupart du temps, par les formations géologiques de la chaîne elle-même ou par les terrains "erratiques" qui la recouvrent. Ceci ne diminue d'ailleurs en rien le mérite de ces études qui étaient parfois menées avec une remarquable précision. Ainsi, les travaux de H. Schardt (1880), de A. Jaccard (1869), de E. Renevier (1851), de S. Chavannes (1856), parmi tant d'autres entrepris dans la région du Jura, demeurent encore de nos jours des sources de renseignements fort utiles.

Au début du XXe siècle, des études plus poussées ont été faites dans notre zone du pied du Jura et des cartes géologiques en furent publiées, citons: en 1902, la carte de la Côte-aux-fées et des environs de Sainte Croix de Th. Rittener; en 1928, de W. Custer, le levé géologique d'une partie du Jorat, des environs du Mormont et du Chamblon.

De 1944 à 1960, tout le pied du Jura depuis Concise à la vallée du Nozon, fut l'objet de recherches approfondies, entreprises par R. Bertschy dans les environs d'Yverdon et de Grandson; par H.A. Jordi dans la région de Champvent, et par D. Aubert dont les études aboutirent à l'élaboration de la carte géologique d'Orbe au 1/25'000.

#### 3. *Aperçu géologique*

Au moment où cette étude nous fut confiée, les grandes lignes de la géologie de notre région étaient connues. Nous commencerons donc par donner un aperçu sommaire des terrains rencontrés, soit des marnes et des calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur et de leur couverture de Molasse oligocène. Ils se présentent comme suit:

Quaternaire:		Moraines et dépôts alluviaux
Miocène:	Burdigalien	Inéxistant dans la région étudiée
Oligocène:	{ Aquitanien Stampien (Chattien)	Présence incertaine dans la région étudiée Marnes et calcaires d'eau douce
Eocène:	Lutétien (?)	Dépôts sidérolithiques dans les crevasses urgoniennes
Crétacé:	Supérieur: Cénomaniens:	se serait déposé, mais aurait été érodé à l'Eocène dans la région étudiée
	Albien } Aptien }	Erodés. Sables verts en poches dans l'Urgonien
		Barrémien }
	Inférieur { Hauterivien }	supérieur: Pierre jaune de Neuchâtel, calcaire oolithique, glauconieux, 30 à 40 m inférieur: marnes grises, 35 à 40 m
		Valanginien
	Berriasien	Marbre batard et calc. oolithique, 25 à 40 m
	Jurassique supérieur	Purbéckien }
Portlandien }		Calcaires compacts 100 à 120 m

Les travaux de D. Aubert (1944–1958), de H.A. Jordi (1953) et de R. Bertshy (1953–1957) donnent plus de détails sur la stratigraphie de la Molasse oligocène du pied du Jura.

Oligocène	{ Aquitanien Stampien (H. Jordi) (1955) Sannoisien	sup. {	Série des marnes bigarrées 80 m	} Chattien 200 m
			Série des Grès du Cuarny	
			Série des marnes à gypse sup. ± 70 m Série des calc. d'eau douce et dolomie 15–20 m Série des Grès de Method ± 15 m Série des marnes bigarrées inf. 90 m	
		moyen {	Grès de Suscévaz Marnes versicolores et gompholites	
		–	Calcaires lacustres	

Ces diverses séries ne peuvent pas toujours être séparées les unes des autres par résistivité électrique. Aussi, pour faciliter l'interprétation des mesures, nous avons opté pour la classification stratigraphique suivante:

Oligocène	{ Aquitanien? Chattien Sannoisien	sup. { moyen { inf. {	(ne serait pas représenté dans la région)
			Marnes à gypse supérieures
			Calcaire bitumineux d'eau douce
		Série des Grès, de Method Marnes bigarrées inférieures Grès de Suscévaz Marnes versicolores et gompholites	
		–	Calcaires lacustres

C'est sur la base de cette dernière classification, que sera décrite la géologie des diverses zones de la région.

Dans le premier compartiment, compris entre le Nozon et l'Orbe, d'après les travaux de D. Aubert, le front calcaire urgonien, descend lentement vers la plaine jusqu'à la hauteur de l'axe Pompaples—Agiez. Il s'agit de calcaires durs, finement oolithiques à *Requienia ammonia*. L'épaisseur de cette formation ne peut être définie avec rigueur; car on ne trouve nulle part dans la région le passage à l'Aptien. Toutefois, on s'accorde généralement à lui attribuer une puissance de 40 m, dont 5 à 6 m pour les premiers niveaux spathiques. Le reste forme l'Urgonien blanc, très reconnaissable à sa couleur, à sa cassure conchoïdale et à ses fines oolithes.

A l'E de ce front, se rencontre une zone gompholitique, très caractéristique de cette partie du pied du Jura. Les gompholites sont des amas conglomératiques, à éléments calcaires émoussés et dont la taille se réduit à mesure que l'on s'éloigne du Jura. Les galets calcaires du Valanginien et surtout du Portlandien y prédominent, noyés dans un ciment tantôt calcaire, tantôt sableux. A vrai dire, ce faciès du Stampien ne se présente que sous forme de dépôts sporadiques et localisés, tantôt noyés dans des marnes versicolores, tantôt accompagnés de bancs de grès grossiers, très glauconieux. L'origine des gompholites paraît être liée à d'anciens cours d'eau locaux.

Plus à l'E encore, entre l'axe Orny—Orbe et la plaine de l'Orbe, les premières pentes du pied du Jura, sont taillées dans les marnes bigarrées du Chattien inférieur. Nous donnerons une description plus détaillée de ces niveaux quand nous parlerons de la Molasse de Rances.

Au N de ce premier compartiment, commence la deuxième zone comprise entre l'Arnon et le Mujon. L'Oligocène se caractérise là par une extension des dépôts plus grande vers le W et le NW, puisque les marnes bigarrées se rencontrent jusqu'à la hauteur de Sergy.

Quelques pointements de calcaires crétacés apparaissent dans le secteur au milieu des terrains molassiques, à Orbe, à Rances, et plus loin vers le N à Furtille en face de Baulmes. L'arrivée en surface de ces calcaires, est étroitement liée, comme nous le verrons plus tard, à un accident majeur reliant Orbe à Baulmes en passant par Rances. C'est la "faille d'Orbe" de D. Aubert. Elle n'est connue avec précision qu'au NE de Valeyres, où l'Urgonien bute selon une faille verticale contre la Molasse rouge du Chattien inférieur. Son extension de part et d'autre de Rances, jusqu'à Orbe vers le S, et Baulmes vers le N, demeurerait, en réalité, une extrapolation hypothétique. Nous exposerons plus loin les résultats des études géophysiques relatives à ce problème et les conclusions qu'on en peut tirer.

Dans le troisième compartiment, compris entre le Mujon et la Brine, la zone des terrains molassiques se réduit à une bande de 2 km de largeur, séparant les bombements calcaires du Mont Chamblon de l'E et de Furtille à l'W. Les dépôts oligocènes se caractérisent ici, par une nette augmentation d'épaisseur. Les gompholites font place à un grès grossier et siliceux, le Grès de Suscévaz. Celui-ci n'affleure d'ailleurs qu'en un seul point situé à quelques 50 m au N des calcaires de Rances. Le Chattien inférieur se présente ici comme dans les deux premières zones, sous forme de marnes bariolées. Il est surmonté, dans le ravin au S de Rances et aux environs de Champvent, par une épaisse alternance de niveaux marneux, gréseux et calcaires:

A la base, la série débute par des marnes grises, vertes ou rouges, ayant livré dans le ravin de Rances, des os de vertébrés. Par-dessus vient un complexe de marnes et de grès verts contenant des nodules de pyrite et formant la série des Grès de Method. Sur ce complexe reposent quelques assises de marnes rouges et gréseuses qui passent plus haut à une alternance de bancs calcaires et de couches marneuses. Le sommet du ravin est formé par quelques deux ou trois bancs de calcaires bitumineux fétides, du Chattien moyen:

#### COUPE STRATIGRAPHIQUE DU RAVIN DU SUD DE RANCES.

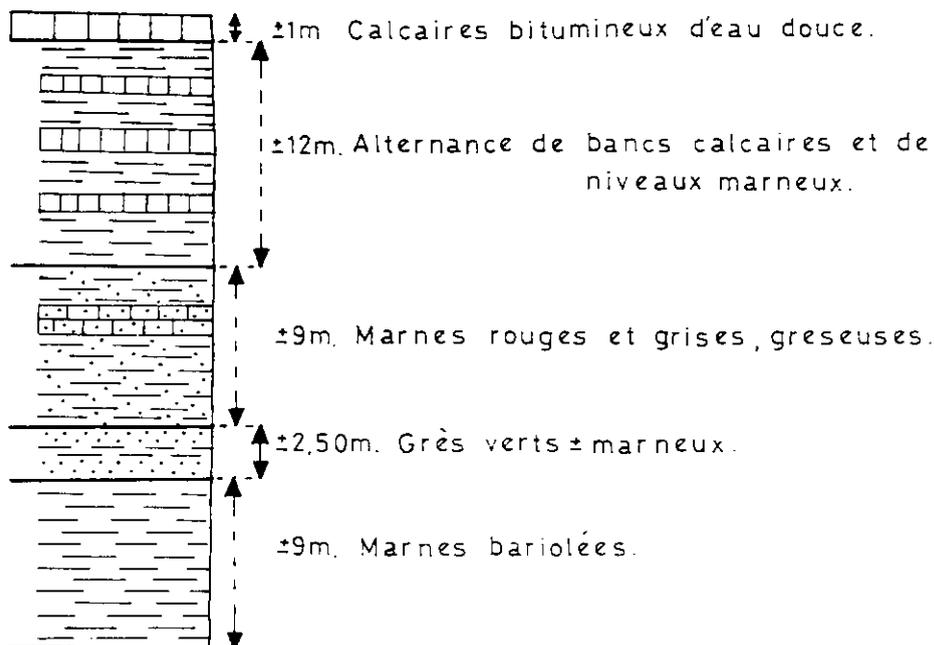


Figure 1

Plus à l'W, en face du ruisseau du Vua, les Grès de Method affleurent en bancs consolidés. Ils sont légèrement gompholitiques, ou présentent plutôt l'aspect d'un microconglomérat à "graded bedding", incrusté de nodules de limonite. En face, sur la rive SW du ruisseau de Rances, les Calcaires d'eau douce inférieurs apparaissent à peu près au même niveau que les Grès de Method. Cela ne peut s'expliquer que par la présence d'une faille passant entre ces deux affleurements.

Le Chattien supérieur, est complètement érodé à l'W de Rances. Il faut descendre jusqu'à Champvent, pour rencontrer les Marnes à gypse surmontant les Calcaires d'eau douce du Chattien moyen.

Du côté de Baulmes, la Molasse rouge repose sur les calcaires urgoniens du flanc du monoclinale de Furtille. Celui-ci est formé à sa base par les derniers bancs dolomitiques du Portlandien. Par-dessus le Purbeckien avec un complexe marno-calcaire dolomitique. Dans les derniers bancs, l'examen à la loupe montre de nombreuses coupes de tiges de characées. Cet ensemble lagunaire à tendance lacustre mesure environ 8 m d'épaisseur. Après quelques passées de marnes noires ou grises, on rencontre des assises calcaires à pâte rosâtre, grossièrement oolithiques à la base. Les oolithes deviennent de plus en plus nombreuses et fines à mesure que l'on s'approche du sommet de la colline. Il s'agit là du Berriasien. Le Valanginien supérieur a été sans doute érodé et forme actuellement avec les marnes de l'Hauterivien inférieur la dépression remplie de moraine, qui occupe le sommet de Furtille.

Vers le N, la quatrième zone comprise entre la Brine et l'Arnon, renferme des sédiments molassiques encore plus épais que dans les secteurs précédents. A. Jordi et R. Bertschy, admettent en effet que la Molasse affleurant de Montagny et Peney jusqu'à Giez, appartient à l'Aquitaniens.

Abordons ce cas de plus près. A l'entrée E du village de Giez, de part et d'autre de la route, affleurent des bancs de 50 cm à 1 m d'épaisseur, de Grès fins et glauconieux, à pâte calcaire ou marneuse. Il s'y intercale des passées argileuses de 1 cm de puissance, très riches en micas blanc. Les bancs de sable contiennent une forte proportion de glauconie et de radiolarites. Nous reviendrons plus tard sur le problème de ce soit disant Aquitaniens. Remarquons cependant, que les géologues "pétroliers" attribuent cette même Molasse, encore au Chattien.

A Grandson, des marnes grises affleurent à l'E de la route cantonale, dans les marches de l'escalier d'un jardin potager. On les attribue au Chattien supérieur. Or, au même niveau, quelques dizaines de mètres plus au N, se rencontrent, dans le lit d'un ruisseau, des bancs sableux, terreux, durs, renfermant de la glauconie et de la muscovite. Ils sont tout à fait comparables à ceux que nous venons de décrire à Giez. Sous le pont de l'Arnon, à la Poissine, les marnes grises apparaissent au fond d'un canal pendant les périodes de basses eaux. Le propriétaire d'une maison construite à quelques mètres de là, nous a aimablement remis deux beaux cristaux de gypse qu'il a extraits de la Molasse lors des travaux de fondation. Il s'agit là pensons-nous du Chattien supérieur. H. Schardt (1910) attribue ce dernier affleurement à l'Aquitaniens. Mais, nos constatations s'accordant avec celles de R. Bertschy, ne permettent pas de partager cet avis.

Dans la vallée de l'Arnon, au lieu dit, Blanchard, au SW de Giez, apparaissent les marnes bigarrées surmontées des calcaires d'eau douce du Chattien moyen. Aucun affleurement de calcaires n'est connu dans ce secteur, exception faite des calcaires portlandiens de Longeville qui proviennent de l'éboulement de la "Crochère".

Nous arrivons enfin à la cinquième et dernière zone étudiée, celle qui s'étend depuis Vugelles-La Mothe jusqu'à Concise. Elle est délimitée par l'Arnon et la Dia d'une part, l'escarpement du Jura et le lac de Neuchâtel d'autre part. Nous n'avons rencontré aucun affleurement visible de Molasse ou de calcaire à l'intérieur de cette zone. La littérature signale cependant de la Molasse rouge à la Lance (A. Jaccard, 1869). A Onnens, les marnes grises sont connues sous faible couverture morainique par des fouilles et des puits; pour certains, elles seraient d'âge Aquitaniens, car H. Schardt attribuait la Molasse à la Poissine à cet étage. Le Quaternaire représente ici par conséquent le terrain le plus important.

En résumé, si l'on examine la région étudiée depuis son extrémité S jusqu'à sa limite N, on est tenté de conclure à la présence de plusieurs petits bassins molassiques s'approfondissant à mesure que l'on avance vers le N. De la prédominance des calcaires et de l'extension des gompholites dans le premier bassin, on passe à celle des marnes versicolores dans le deuxième, puis à l'apparition des Grès de Method et des calcaires d'eau douce, dans le troisième. L'Aquitaniens? compléterait la série molassique dans la quatrième zone, et enfin, le tout disparaîtrait sous une couverture quaternaire dans le cinquième bassin.

#### 4. Géologie du Quaternaire

Nous avons donné jusqu'ici un aperçu très rapide des caractéristiques générales de la géologie de la région. Le but de ce travail n'est pas en effet de refaire ce que les autres ont déjà fait et parfois si bien. Une étude stratigraphique détaillée des terrains géologiques n'était pas notre but. Nous nous contenterons d'indiquer au lecteur, chaque fois que l'occasion se présentera, les travaux récents ou anciens, qui peuvent constituer une source d'information sûre, relative à ce sujet.

Ceci ne nous a pas empêché toutefois, de dresser une carte géologique au 1/10'000 où figurent avec plus de détails, les affleurements de Molasse et de calcaires. Pour la détermination des étages géologiques, nous nous sommes référés à des travaux très récents, tels ceux de D. Aubert, de H.A. Jordi ou de R. Bertschy. Nous nous sommes surtout attachés à l'étude et la différenciation des terrains quaternaires de couverture. Dans cette étude, nous nous sommes bornés de distinguer les types de dépôts ayant une incidence hydrologique, ou une influence sur les mesures de résistivité

électrique. Ainsi, ces terrains quaternaires se subdiviseront en cinq catégories.

#### A. Les éluvions, terrains à éléments fins, dûs au lessivage des pentes

Ils se trouvent généralement dans les dépressions et les aires d'épandage de petits ruisseaux descendant des hauteurs. La proportion des galets alpins et jurassiens s'y réduit sensiblement par rapport à celles des zones plus élevées. Nous avons inclus dans ces terrains les zones tourbeuses, et les zones anciennement marécageuses et actuellement desséchées.

#### B. Les limons consolidés et les sables

Ces dépôts se rencontrent rarement. Leur origine paraît être glaciaire ou interglaciaire. Au Grandsonnet, la rive E est formée par une pente abrupte où l'on remarque à la base une terre molassique et au sommet une mince couche de graviers. Entre les deux, s'intercalent les limons très fins et consolidés. Leur âge est attribué à l'interglaciaire Riss-Wurm (Jeannet 1923). Ceux de NE de Rances nous paraissent datés de la fin de la dernière glaciation. En effet, dans cette région, ils sont un peu partout recouverts de graviers qui se seraient déposés postérieurement aux limons dans les lacs de barrages glaciaires où aboutissent des cours d'eau.

Dans la catégorie des sables, se rencontrent souvent des dépôts fins, liés toujours soit à d'anciennes terrasses lacustres, comme aux Tuileries et au N du cimetière de Grandson, soit à des lacs de barrages glaciaires. A Vuiteboeuf, Baulmes et Lignerolle, par exemple, il existe des sablières de grande extension. Elles se situent aux débouchés de vallées qui auraient été obstruées par des glaciers. Les sables se seraient déposés dans les lacs ainsi formés.

A la Mothe, la colline située à la sortie SW du village, renferme des sables solidifiés par du tuf, à conceptions blanches, très riches en carbonates. Ils sont bourrés d'Hélix actuels et appartiennent selon toute vraisemblance au Quaternaire récent. Leur position entre le ruisseau de Vuiteboeuf d'une part, et la source vaclusienne de la Mothe d'autre part, expliquerait leur origine: Au moment où le niveau du lac de Neuchâtel correspondait aux terrasses de Fiez, Novalles et Vugelles, ces sables auraient été déposés dans la partie terminale de ce lac. Le jaillissement de la source de la Mothe aurait provoqué une turbulence responsable de l'absence de stratification nette dans ces dépôts. L'abondance des tufs proviendrait de la source de la Mothe jaillissant du flanc calcaire du Jura.

Selon R. Bertschy (1958), les analyses chimiques effectuées sur les tufs de la Mothe donnent environ 95% de  $\text{CaCO}_3$  et seulement 2% de  $\text{SiO}_2$ .

Les gasteropodes récoltés dans ces dépôts appartiennent à des espèces vivant encore de nos jours en assez grand nombre, dans les environs de Grandson (L. Forcart, cité par R. Bertschy). Ces tufs seraient par conséquent récents.

#### C. Les graviers affleurants ou subaffleurants

Nous distinguons quatre sortes de dépôts graveleux, selon leur mode de gisement:

- a) Les graviers interglaciaires, stratifiés et superposés à un complexe argilo-limoneux contenant du charbon, à Grandson
- b) Les graviers wurmiens déposés dans les lacs périglaciaires
- c) Les graviers des pentes rapides du Jura, que nous ne confondons pas avec le éboulis actuels
- d) Les graviers alluviaux des rivières et des terrasses lacustres

##### a) Les graviers stratifiés de Grandson

Toute la colline qui domine le lac de Neuchâtel depuis Montagny jusqu'à l'entrée N de Grandson, renferme des graviers. A l'W du Grandsonnet, les hauteurs qui s'étendent du flanc E de la colline du Signal, au N du cimetière de Grandson, montrent en différents points des affleurements graveleux. A Valeyres et à Montagny, sur les deux rives de la Brine, il existe actuellement des gravières en pleine activité.

Dans l'une d'elles, on observe une stratification horizontale nette. Les premiers niveaux forment la couverture stérile de terre végétale (30 cm) et de moraine caillouteuse (1,50 m). Dessous viennent des dépôts plus ou moins continus, de graviers grossiers reposant eux mêmes sur des niveaux sablo-limoneux plus épais (1,50 m) à gros blocs. La série se continue vers le bas par des graviers fins (1 m) intercalés de sables (2 m) et se termine par un niveau de 4 m environ, de graviers propres et bien stratifiés, avec un pendage de  $10^\circ$  NE.

Jayet et Portmann (1960), dans une étude sur la gravière des Tuileries, attribuent le niveau de moraine caillouteuse au Würm. En effet, dans les horizons limoneux sous-jacents, ils ont récolté des limnées (*Goniodiscus ruderatus*) caractéristique de l'interglaciaire Riss-Würm.

On connaît des dépôts de la même époque à Grandson même. Ceux-ci contiennent des niveaux de charbon feuilleté qui ont été étudiés par A. Jaccard et Amman, par A. Jeannet en 1923, et plus tard par H. Badoux, durant la dernière guerre mondiale 1943–1945. Aujourd'hui, toute la zone de l'ancienne exploitation est urbanisée. Cependant, l'une des entrées de galerie existe encore et sert actuellement d'amenée d'eau (coord. 539.525 – 184.675). A. Jeannet a donné une description détaillée des différents horizons charbonneux dans son étude intitulée "Les charbons feuilletés de Grandson".

O. Barbey et A. Dunant (1946) résument toutes ces études en quelques mots: "Le gisement de lignite est le produit de la transformation d'une tourbière, formée pendant la période interglaciaire Riss-Würm, sur de la moraine rissienne ou sur des dépôts lacustres (craie argileuse). Cette tourbière a été inondée et recouverte par des sables et des graviers (sur 15 m). Le glacier würmien a recouvert le tout par de la moraine de fond . . .".

#### b) *Les graviers würmiens ou glaciaires*

Ce sont des sédiments formés au dépend de moraines latérales ou frontales, soit par remaniement et dépôt dans les lacs glaciaires, soit par lessivage des moraines.

Dans le premier cas, le mode de sédimentation est le même pour tous les dépôts que nous avons observés. A la base, on trouve une puissante assise de sables et de limons interstratifiés, par endroit avec stratification entrecroisée (à Montcherand), surmontée de graviers à interstices limoneux. Les gravières de Baulmes, de Vuiteboeuf, de Rances, de Montcherand, de l'Abergement et de Lignerolle, appartiennent à cette catégorie de dépôt.

Dans le second cas, le matériel glaciaire est resté sur place, mais il a subi au cours du temps un lessivage par les eaux de ruissellement. Les éléments fins ont été entraînés plus loin, tandis que les cailloux et les blocs demeuraient sur place. Nous classons dans cette catégorie tous les graviers perchés sur des buttes à noyau molassique ou calcaire. On en rencontre au WS de Baulmes de part et d'autre de la voie ferrée, à l'E de l'Abergement, au NE de Montcherand dans les bois de Chassagne sous Russille, et à l'W d'Arnex.

#### c) *Les graviers des pentes rapides du Jura*

Ils se rencontrent en deux endroits, plaqués contre le flanc abrupt du Jura; derrière Corcelles-près-Concise et derrière Novalles. Il s'agit d'importants paquets de graviers où dominant les éléments jurassiens anguleux. Ils présentent une très légère stratification oblique qui incite à penser qu'ils ont été déposés par des cours d'eau, dans de petits lacs de barrage temporaires, perchés au front du glacier.

Jayet et Portmann (1960), en décrivant le gisement de Corcelles observent de haut en bas:

- a) 8 m de moraine würmienne à galets alpins rares et jurassiens prédominants. La partie supérieure, argileuse, possède une teinte gris-jaunâtre et une stratification plus ou moins marquée.
- b) 4 m de cailloutis, à patine rousse, où dominant les éléments locaux et anguleux du Crétacé.

Ils distinguent donc deux niveaux qu'ils attribuent le premier au Würm et le deuxième à la fin de l'interglaciaire Riss-Würm.

#### d) *Les graviers alluviaux*

Il s'agit des dépôts graveleux ou sablograveleux, déposés par les cours d'eau le long de leur parcours, ou à leur embouchure sous forme de delta lacustre. Citons ceux du Nozon à Croy, ceux de la Baumine à Baulmes et ceux de l'Arnon à la Poissine et le long de sa vallée.

#### D. La moraine graveleuse "d'anciennes terrasses":

Ces dépôts d'épaisseur très variable se présentent souvent sous forme de masses incohérentes, gravelo-sablo-argileuse, parfois stratifiées, parfois partiellement remaniées, qui longent le Jura depuis Vugelle jusqu'à Concise.

On en connaît aussi dans les environs d'Arnex que Vouga (1873) pense s'être formés dans des lacs latéraux au glacier du Rhône, lors de son retrait et à des niveaux variables.

### E. La moraine indifférenciée

Enfin, nous avons englobé sous le nom de "Moraine non différenciée" tout le reste des terrains morainiques; c'est-à-dire les terres glaises plus ou moins caillouteuses. (Voir carte géologique.)

Une telle subdivision sera d'une certaine utilité dans l'interprétation des résistivités électriques. Il est clair, en effet, qu'une épaisseur importante de l'un de ces terrains influencera les mesures. Il convient donc d'en tenir compte.

Du point de vue de l'hydrologie souterraine, les terrains à grain fin (limons, argiles) ainsi que ceux à éléments grossiers (sables, graviers) jouent un rôle primordial. Les seconds sont les réceptacles de l'eau souterraine. Les premiers en forment le couverture ou le substratum. Il est donc nécessaire, dans une étude hydrologique, de connaître la répartition et l'épaisseur de ces terrains aquifères.

C'est en visant ce but que nous avons fait appel aux méthodes géophysiques, dont les principes et les résultats seront exposés tout à tour dans les chapitres qui vont suivre.

## DEUXIEME PARTIE

### Prospection géophysique

Parmi les nombreuses méthodes d'investigation géophysique nous avons choisi celles qui paraissent les mieux adaptées à notre but et à notre région. Il s'agit de:

- 1) La méthode électrique avec ses deux techniques du trainé et du sondage
- 2) La méthode gravimétrique

#### I. La méthode électrique

##### 1. Principe

Elle repose sur l'étude d'un paramètre physique, directement lié, d'une part à la nature pétrographique et à la structure de la roche, et d'autre part, à son degré de saturation en eau. Ce paramètre s'appelle "la résistivité électrique" ou la "résistance spécifique" de la roche. Sa relation avec la nature pétrographique la rend spécifique et lui permet, de ce fait, de caractériser un horizon géologique. L'eau d'imbibition ou l'eau interstitielle contiennent toujours en solution des ions capables de transporter des charges électriques. La conductibilité d'une roche est donc de nature électrolytique. Il existe par conséquent une relation entre la résistivité et la porosité, le degré de saturation, la composition chimique de l'eau incluse. Elle est donnée par la formule:

$$\rho_r = \frac{1}{\phi \cdot S_w^2} \cdot \rho_w t^2 \quad (1)$$

où  $\rho_r$  = résistivité électrique de la roche  
 $\rho_w$  = résistivité électrique de l'eau d'imbibition  
 $\phi$  = porosité;  $t$  = tortuosité;  $S_w$  = degré de saturation des pores

Cette relation montre que si  $\phi$  et  $S_w$  croissent, la résistivité diminue et par conséquent la conductivité ( $c = \frac{1}{\rho}$ ) augmente. Pour une même formation géologique complètement saturée,  $S_w$  est une constante; et on peut écrire:

$$\rho_r = \frac{1}{\phi} \cdot K \cdot \rho_w = \frac{\rho_w}{\phi} \cdot K$$

$K$  est un facteur numérique compris entre 1,5 et 3, dépendant de la disposition des grains, et par suite de la forme des pores. Cela revient à dire, qu'en cas de saturation complète,  $\rho_r$  est surtout fonction de la porosité. Par voie de conséquence, plus une roche saturée est poreuse plus elle contient d'eau, et plus sa conductivité augmente. Le paramètre résistivité se trouve ainsi directement lié à la teneur en eau que renferme la roche. D'où l'excellente adaptation de la méthode des résistivités électriques pour la recherche hydrologique.

##### 2. Le trainé électrique

Cette technique a été mise au point par les frères Schlumberger, et développée par le regretté professeur E. Poldini dont je fus pendant quatre ans l'élève.

Elle consiste à provoquer, grâce à l'envoi de courant continu par deux électrodes d'émission A et B, la formation d'un champ électrique, et de mesurer sa variation entre deux électrodes de réception M et N. Le dispositif ainsi conçu se nomme un "quadripole Schlumberger", où les espacements AM, BN et OM, ON sont respectivement égaux:

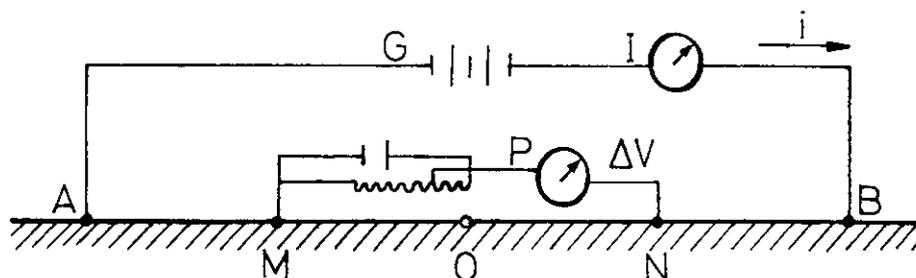


Figure 2

Si maintenant on envoie dans le sol par A un courant d'intensité  $I$  mesurée par un ampèremètre, il se crée une différence de potentiel  $\Delta V$  entre les bornes M et N, que l'on mesure à l'aide d'un potentiomètre. La résistivité  $\rho a$  de la formation s'obtient alors grâce à la relation:

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

où  $K$  est un coefficient qui ne dépend que de la géométrie des points A, M, N, et B, c'est-à-dire de leur position sur le dispositif.

La formule précédente, ainsi établie, ne constitue qu'une application de la loi d'Ohm  $R = \frac{\Delta V}{I}$  (valable pour un conducteur parfait) dans laquelle a été introduit le coefficient  $K$  qui possède ici la dimension d'une longueur. La résistivité obtenue à l'aide de la relation (3) s'exprime en "Ohm m<sup>2</sup>/m". L'"Ohm m<sup>2</sup>/m" est l'unité de résistivité qui représente la résistance ohmique opposée au passage du courant, par un cylindre de section et de longueur égales à un mètre. C'est cette unité de mesure que l'on utilise dans la pratique sur le terrain. Au laboratoire l'unité devient l'"Ohm cm<sup>2</sup>/cm", liée à l'"Ohm.m" par la relation 1 Ohm.m = 100 Ohm.cm.

#### A. Résistivité vraie et résistivité apparente

Pour saisir la différence entre les deux paramètres:  $\rho$  vrai et  $\rho$  apparent, il faut tout d'abord voir, comment circule le courant électrique dans le sol.

Prenons le schéma de la figure 2 et supposons que l'on envoie dans un sol homogène et isotrope un courant  $I$  par l'électrode A. Celle-ci se comporte comme une source ponctuelle, de laquelle émanent des filets de courant radiant dans toutes les directions et dont l'enveloppe sera une demi-sphère. (fig. 3)

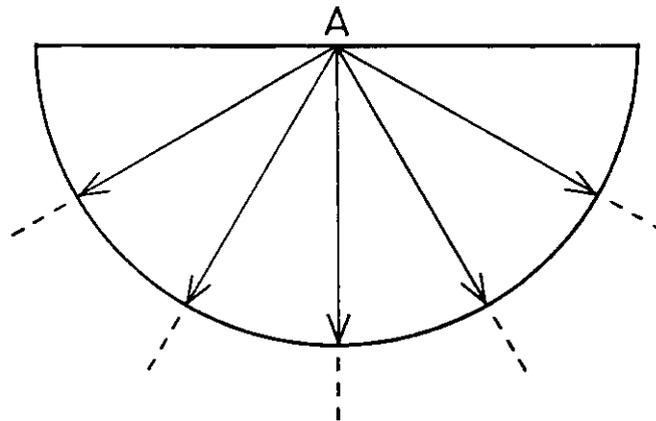


Figure 3

Cependant, dans la réalité, un sous-sol n'est jamais parfaitement isotrope et homogène.

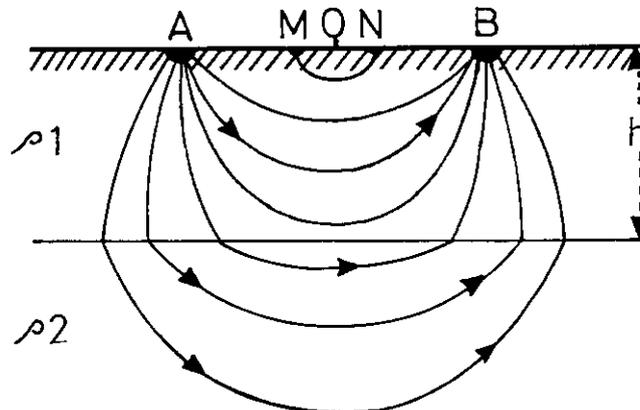


Figure 4

Si les filets de courant s'écoulaient tous de A vers B, entièrement dans l'horizon  $\rho_1$ , la résistivité obtenue par la mesure serait spécifique de cet horizon et se rapprocherait de la valeur réelle mesurée au laboratoire. On la désigne sous le nom de "résistivité vraie" d'une formation.

Si par contre, l'épaisseur  $h$  du premier horizon  $\rho_1$  est faible par rapport à la ligne d'émission AB, les filets de courant viendront "mordre" l'horizon sous-jacent  $\rho_2$ . Il va de soi que selon que  $\rho_2$  est résistant ou conducteur, il présentera une résistance plus ou moins forte au passage du courant. La mesure s'en trouve par conséquent influencée et en définitive c'est l'effet combiné de  $\rho_1$  et de  $\rho_2$  que nous avons mesuré. La résistivité ainsi obtenue est dite = résistivité apparente  $\rho_a$ . C'est cette dernière que l'on obtient dans la pratique du trainé.

En effet, l'hétérogénéité des sols, ne fût-ce qu'à cause de la première couche de terrain, toujours plus déshydratée que les horizons sous-jacents, fait que la valeur ainsi obtenue ne constitue pas la résistivité vraie de la formation. Elle traduit toutes les hétérogénéités des couches embrassées par le courant électrique. Elle demeure toutefois caractéristique d'une formation géologique prise dans son ensemble.

Nous donnons ci-dessous quelques valeurs de résistivité apparente en Ohm/m données par le professeur Meyer de Stadelhofen (1964-65) pour des formations molassiques, graveleuses et morainiques du plateau vaudois:

	AB = 40 m	AB = 60 m
Chattien	30 $\Omega$ .m.	40 $\Omega$ .m.
Aquitainien	55 $\Omega$ .m.	70 $\Omega$ .m.
Burdigalien	145 $\Omega$ .m.	160 $\Omega$ .m.
Moraine $\pm$ graveleuse	40-150 $\Omega$ .m.	—
Graviers	150 $\Omega$ .m.	—

## B. Profondeur d'investigation

La profondeur d'investigation des lignes de courant, est proportionnelle à la longueur du dispositif dans le rapport approximatif et empirique de 1/4. On démontre, en effet que le volume de terrain embrassé par les filets de courant d'une ligne AB est, en première approximation, celui d'un parallélépipède de largeur =  $\frac{AB}{2}$ ; de longueur =  $\frac{3}{2}AB$  et de hauteur =  $\frac{AB}{4} = h$ . Théoriquement, les filets de courant se propagent dans un volume infini, mais une forte proportion d'entré eux se cantonne dans le volume défini ci-dessus. (fig. 5)

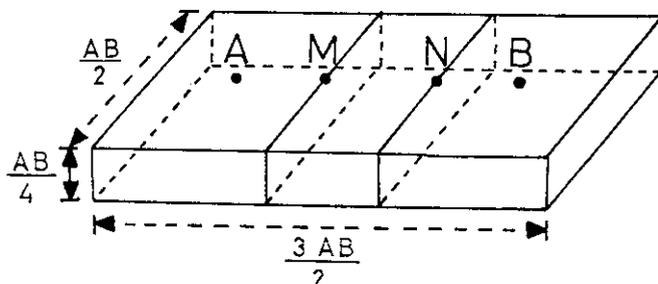


Figure 5

En outre, l'expérience montre que dans les horizons homogènes, le deuxième terrain ne se fait sentir généralement nettement que lorsque  $h = \frac{AB}{4}$  (E. Poldini, 1947).

Dans la réalité ceci n'est pas toujours vrai, et l'on constate que la profondeur d'investigation varie en fonction des résistivités et des épaisseurs des divers terrains rencontrés (J.P. Mathies 1966). Retenons toutefois que pour un même AB, elle est plus grande dans le cas d'un substratum résistant que lorsque ce dernier est conducteur.

Nous attirons l'attention sur le fait qu'il existe par conséquent deux sortes d'investigation:

- 1) L'une en profondeur: ( $\frac{AB}{4}$ ;) et
- 2) L'autre latérale: ( $\frac{AB}{2}$ ;) et

Cette dernière a une importance parfois capitale sur le terrain. En effet, en présence d'une cause perturbatrice (tuyau métallique, hétérogénéité métallique quelconque . . .) il faut se placer au moins à  $\frac{AB}{2}$  plus loin, pour pouvoir effectuer la mesure; à moins qu'on ne traverse la conduite perpendiculairement. En ce moment, son influence diminue. (voir Kunez, 1966.)

### C. Calcul de K

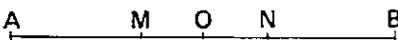
Dans la pratique un dispositif de "trainé" peut être conçu en différentes longueurs de lignes, souvent de  $AB = 2m$  jusqu'à  $AB = 200 m$ . Ceci dépend de la nature du problème traité, de la profondeur à laquelle on cherche à obtenir des renseignements, et du but "pratique" poursuivi.

Pour chaque longueur de ligne correspond un espacement MN particulier : en général inférieur à  $\frac{AB}{4}$ . Ceci entraîne logiquement une variation dans la valeur de K, selon le dispositif considéré.

Il existe plusieurs formules qui permettent de calculer le coefficient K :

$$K = \frac{\pi (AB^2 - MN^2)}{4 MN} = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN}\right) - \left(\frac{1}{BM} - \frac{1}{BN}\right)}$$

$$K = \frac{\pi}{10} \cdot \frac{AM \cdot AN}{MN} = \frac{\pi}{10} \cdot \left(\frac{\overline{OA}^2}{MN} - \frac{MN}{4}\right)$$

$$K = \pi n(n-1) \cdot L$$


où L = distance MN en décimètre       $M = \frac{AN}{MN}$

Ci-dessous, figurent quelques valeurs de K calculées en fonction des positions des points AMNB du dispositif :

Longueur AB/m	AM/m	MN/m	NB/m	K
200	80	40	80	75.00
100	40	20	40	37.50
60	24	12	24	22.50
50	20	10	20	18.75
40	16	8	16	15.00
30	12	6	12	11.25
20	8	4	8	7.50
10	4	2	4	3.75
5	2	1	2	1.88
2	0,8	0,4	0,8	0.75

Dans la technique du trainé, le dispositif AMNB est déplacé à travers champs, selon des profils plus ou moins parallèles, tout en gardant constant l'espacement AB. La mesure ainsi obtenue se place au centre O. Il va de soi, que les horizons géologiques explorés de cette manière correspondent à une profondeur à peu près constante. L'ensemble des mesures constitue la carte des résistivités apparentes, que l'on obtient en traçant les courbes d'équirésistivité par interpolation des valeurs entre les mesures. C'est une telle carte de résistivité apparente, avec  $AB = 100 m$ , que nous avons dressée pour notre région du pied du Jura et que nous allons commenter dans le chapitre suivant.

### D. Résultats du trainé AB = 100 m

#### a) Introduction

Les sondages électriques tests ou paramétriques qui ont été exécutés tout au début de l'étude, en divers points de notre région, ont montré des couvertures morainiques et des dépôts graveleux pouvant dépasser 12 m d'épaisseur. D'autre part, dans plusieurs endroits, les calcaires se révélèrent à des profondeurs relativement faibles, sous la Molasse. Nous avons estimé, par conséquent qu'une longueur de ligne  $AB = 100$ , représentant une profondeur d'investigation de l'ordre de 30 m environ, conviendrait bien, pour faire ressortir les dépôts quaternaires et parfois le substratum résistant.

Une fois les mesures effectuées et reportées sur carte, il s'agissait d'en tirer des informations d'ordre géologique. Or, les mesures effectuées sur les affleurements de Molasse rouge du Chattien inférieur, se caractérisaient par des valeurs inférieures à 25  $\Omega.m$ . Celles dans le Chattien supérieur se situaient entre 25 et 30  $\Omega.m$ . Celles qui tombaient, selon les indications de notre carte géologique, sur de la moraine non différenciée ou de la moraine graveleuse, fournissaient des valeurs respectivement voisines de 50 et de 70  $\Omega.m$ . Les valeurs de 80  $\Omega.m$ –100  $\Omega.m$ , selon que l'on se trouve tout près du Jura ou dans la zone molassique signalaient l'approche du front calcaire ou l'existence de dépôts graveleux. Les graviers alluviaux font entre 100 et 200  $\Omega.m$ , et les calcaires possèdent en général des résistivités supérieures à 200  $\Omega.m$ .

Ceci n'est en réalité qu'une constatation qui n'a rien à priori d'absolu, ni de général. Nous nous sommes cependant basés là-dessus, pour tracer les courbes. Il nous est apparu en effet vraisemblable que, même si ces constatations ne

sont pas toujours et partout vraies, elles ne s'éloignent que peu en moyenne de la réalité. Les résultats obtenus (voir carte trainé), nous montrent qu'il existe effectivement une concordance très nette entre les observations géologiques de surface et ce qui se passe à 30 m de profondeur.

#### b) Carte des résistivités

Dans ce qui va suivre, nous commenterons les résultats du trainé, sans toutefois insister trop longuement sur les interprétations géologiques. Cela fera l'objet d'un chapitre spécial de synthèse générale.

Dans la région No 1, comprise, rappelons-le entre Nozon et l'Orbe, une large zone résistante apparaît depuis les affleurements calcaires de Bretonnières et Croy jusqu'au ruisseau d'Agiez, recouvrant ainsi les 70% de ce secteur.

Nous n'hésitons pas à admettre, compte tenu de la géologie de la région et des résistivités élevées, qu'il s'agit là d'un vaste plateau calcaire se continuant d'ailleurs au-delà de l'Orbe, dans la région de Russille et de l'Abergement. On observe des bandes de terrains parallèles au Jura et où les résistivités augmentent dans les unes et diminuent dans d'autres. Signalons à titre d'exemple, celle qui s'étend sur 6 km, entre Croy et Bofflens, de résistivité supérieure à 400  $\Omega$ .m., et celle qui s'amorce entre Agiez et Bofflens, également > à 400  $\Omega$ .m. Elles sont séparées toutes deux par des zones de moindre résistivité (200  $\Omega$ .m.) Il est probable que les bandes de plus forte résistivité correspondent à des soulèvements plus marqués des calcaires; de sorte que tout le flanc doux du pied du Jura se présente comme un gigantesque escalier avec des zones d'exhaussement plus résistantes, et d'autres plus conductrices, peu-être à cause d'une couverture quaternaire plus importante. Au NW de Croy, longeant la voie ferrée, et dans la vallée de l'Orbe, au N de Bretonnières, des zones de faibles résistivités (50  $\Omega$ .m.) apparaissent. Il s'agit probablement des Marnes d'Hauterive dans le premier cas, et de la moraine glissée et de marnes hauteriviennes dans le second. L'Hauterivien inférieur peut, en effet, atteindre des valeurs de résistivités très faibles, allant jusqu'à 30  $\Omega$ .m., comme on le verra à Furtille, en face de Baulmes.

A Croy, la dépression de Fontaine vive, qui aurait été empruntée, tour à tour par une ancienne Orbe, et un ancien Nozon (D. Aubert, 1963), est occupée par des terrains de résistivité comprise entre 100 et 200  $\Omega$ .m. Ces valeurs ne représenteraient des graviers que dans la zone d'extension du cône du Nozon. Le reste, peut-être attribué, probablement, au complexe marno-calcaire de l'Hauterivien qui affleure dans la vallée.

Revenons maintenant, vers la région du ruisseau d'Agiez, où nous constatons le brusque passage des fortes résistivités des calcaires aux très faibles résistivités de la Molasse chattienne (20–25  $\Omega$ .m.), presque sans zone de transition. Il est possible que ce passage brutal coïncide avec le contact de la Molasse affaissée du plateau d'Anex et des calcaires. En effet, un peu plus au sud, dans le ruisseau des Vaux une zone de forte résistivité réapparaît. Elle est dûe à une remontée du calcaire sur laquelle nous reviendrons plus tard.

Dans la région No 2, les résultats du "trainé" confirment la plus grande extension des terrains molassiques vers le NW, de Montcherand à Sergy. Ils révèlent en outre l'existence d'une importante couverture morainique et graveleuse limitée aux environs de Montcherand.

Les paquets de graviers, souvent perchés sur des collines ou des talus possèdent des résistivités très fortes qui dépassent parfois les 1000  $\Omega$ .m. Ceci est dû à deux causes:

D'une part, les graviers perchés sont généralement secs.

D'autre part, ils comportent de gros éléments, ce qui en augmente la résistivité apparente.

Aucune trace de calcaire n'a été signalée par la longueur de ligne AB = 100 m dans cette zone molassique, de sorte qu'il faut considérer inexistant l'affleurement d'Urgonien marqué à l'E de Montcherand, sur la feuille d'Orbe de D. Aubert. Le sondage électrique que nous avons implanté sur l'affleurement même, révéla de la Molasse après 2 m de blocaux. Il s'agit par conséquent d'un amas de blocs d'Urgonien, peut-être dûs à un éboulement crétacique descendu du Jura?

En remontant le pied du Jura, après l'axe Montcherand-Sergy, se présente le même passage brusque entre les résistivités des terrains molassiques et celles des calcaires, à l'image de ce qui se passe dans le ruisseau d'Agiez. Il s'agit par conséquent ici aussi, d'une zone d'affaissement, ou correspondant à un fort plongement du flanc calcaire sous la Molasse. Immédiatement après commence une bande de terrains calcaires soulevés, à résistivité supérieure à 400  $\Omega$ .m. Cette dernière serait la continuation de celle décrite précédemment entre Croy et Bofflens. Plus à l'W encore, sous Lignerolle, réapparaît une zone conductrice dont les causes pourraient être attribuées à l'approche des Marnes d'Hauterive, affleurant à l'entrée S du village, et aux dépôts de moraine et sables abondants dans la région.

Remarquons enfin, que les nombreux placages de graviers, connus dans les bois de Chassogne et dans le triangle Russille-Lignerolle-Abergement, ne se différencient guère des calcaires par leur résistivité. Ceci peut être dû à l'une des causes suivantes:

Ou bien, ces placages sont suffisamment minces pour ne pas influencer la résistivité propre des calcaires avec un AB = 100 m.

Ou bien, ces graviers, reposant sur du calcaire fissuré, se trouvent constamment drainés et secs. Leur résistivité sera alors aussi élevée que celle des terrains sous-jacents.

Un autre moyen permettra alors de séparer ces deux terrains: une étude gravimétrique par exemple, pour peu que ces placages soient importants.

Passons maintenant à la 3e zone, comprise entre le Mujon et la Brine. Ici, comme précédemment, se confirme la grande extension des zones à faible résistivité (20–25  $\Omega$ .m.), correspondant selon nous à la Molasse du Chattien inférieur. Quelques pointements résistants, aux abords de ces zones, attirent cependant l'attention:

À l'E de Rances, les hautes valeurs de  $\rho$  correspondent aux calcaires de l'Urgonien de la vallée du Mujon. Au S et au SW, elles seraient liées à la présence des calcaires lacustres du Chattien moyen et aux Grès de Method, qui affleurent respectivement, l'un au sommet du premier ravin de Rances, l'autre au sommet du second. Au N du village, le résistants souligne la présence de dépôts graveleux glaciaires plaqués contre les pentes molassiques.

Du côté du Chamblon, avant Champvent, l'arrêt brusque, suivant une limite en gros rectiligne, des valeurs qui caractérisent le Chattien inférieur, ne manque pas d'attirer l'attention. Ceci est d'autant plus curieux que des mêmes valeurs reprennent juste avant Villars-sous-Champvent, s'interrompent à nouveau et réapparaissent sous Essert, pour remonter après, le long de la Brine. Nous signalons, sans nous prononcer pour le moment, que ces anomalies répétées de résistivité, coïncident, à peu de chose près avec les emplacements des failles affectant transversalement le synclinal molassique de Champvent et que H. Jordi avait signalées dans sa thèse.

Vers Baulmes, les mesures électriques font ressortir nettement le flanc calcaire du monoclin de Furtille. Elle définissent clairement son allongement SW–NE. Une mince bande de faible résistivité (30  $\Omega$ .m. – Marnes d'Hauterive) partage ce flanc en deux zones très résistantes.

Au S du village, de valeurs de l'ordre du 30  $\Omega$ .m. soulignent la présence d'un synclinal molassique pris entre deux zones plus résistantes: Au S et à l'W, les calcaires de l'Hauterivien supérieur; au N, les graviers du cône de Baulmes.

Il reste à attirer particulièrement l'attention, sur la zone déprimée, comprise entre le plateau de Rances et Furtille d'une part et le flanc redressé du Jura d'autre part. Les valeurs de résistivité obtenues dans cette cuvette ne révèlent que des terrains morainiques. Aucune influence de calcaire ou de Molasse n'est décelée avec une longueur de ligne AB = 100 m. Il est permis de conclure que l'épaisseur du glaciaire y est énorme. Elle dépasse en tout cas 30 m.

Déplaçons nous plus au N, pour voir ce qui se passe dans la 4e zone comprise entre la Brine et l'Arnon. Les valeurs de  $\rho$  indiquent la présence de terrains molassiques différents de ceux rencontrés jusqu'ici. Sur affleurement cette Molasse fait 30 à 35  $\Omega$ .m. Sous faible couverture morainique, elle en fait 35 à 40. Or la résistivité des marnes à gypse du Chattien supérieur se situe entre 30 et 35. Nous nous trouvons par conséquent devant l'alternative suivante:

Admettre que ces valeurs correspondent au Chattien supérieur, sous plus ou moins faible couverture morainique.

Accepter, qu'elles caractérisent plutôt, un autre étage molassique qui serait, en l'occurrence, l'Aquitarien, comme le pensent H. Jordi et R. Bertschy. Il est bon de rappeler que sur le plateau vaudois, la résistivité de cette formation se situe entre 50 et 60  $\Omega$ .m. Nous aurons l'occasion d'exprimer notre point de vue à ce sujet dans le chapitre de synthèse.

À part ces terrains qui constituent près de la totalité de la zone 4, il existe au-dessus de Grandson, des Tuileries et de Montagny, une bande de terrains résistants, probablement due aux graviers interglaciaires de la région. Du côté du Jura, vers Longeville et en face de Novalles, l'écroulement de la "Crochère", dissimulé en grande partie sous la moraine, apparaît magnifiquement en résistant.

Nous abordons enfin, la dernière zone, No 5, comprise entre l'Arnon et la Dia. De faibles valeurs de  $\rho$ , caractéristiques du Chattien inférieur, s'y rencontrent notamment dans la vallée de l'Arnon et aux environs de Fiez.

A vrai dire, aucun affleurement de Molasse n'est connu sur le plateau de Novalles-Champagne. Pour cette raison, l'apparition de valeurs "chattiennes" au NE de Fiez paraît à priori inattendue. Les résultats du "trainé" 100 m à eux seuls permettent seulement de constater la présence de cette zone très conductrice (25  $\Omega$ .m.), dans un ensemble lui aussi relativement conducteur (60  $\Omega$ .m.).

Plus bas dans la vallée, tout au long de l'Arnon, quelques "plages" à résistivité élevée se manifestent par intermittence. Elles deviennent plus importantes vers le lac où elles s'étalent sur une aire d'épandage: l'ancien delta de l'Arnon. Il s'agit là des graviers fluviatils déposés par la rivière le long de son cours et à son embouchure. Ces graviers représentent, avec ceux de Baulmes, les plus importants réservoirs superficiels de notre région.

A vrai dire, les dépôts alluviaux de l'Arnon, s'étendent sur une surface plus grande que ne l'indique la carte des résistivités AB = 100 m. En effet, en plusieurs endroits, l'épaisseur de ces dépôts est faible, et le dispositif de mesure trop grand pour n'être sensible qu'à leurs effets.

Dans une étude entreprise par l'Institut de géophysique, dans la région de Champagne, Bonvillars, Onnens, et à laquelle nous avons pris part, une autre longueur de ligne AB = 40 m (h = 8 à 10 m) montra la présence des graviers alluviaux dans la dépression comprise entre Champagne et Onnens. Elle révéla en outre, l'extension des zones résistantes vers le NE, derrière Onnens et à environ 600 m avant Corcelles. Plusieurs possibilités s'offrent pour les interpréter:

Il s'agirait soit de vestiges de dépôts alluviaux dans un ancien cours de l'Arnon: soit de l'influence des anciennes terrasses gravo-sableuses d'Onnens, Corcelles et Concise; soit enfin, de l'effet d'une remontée probable des calcaires sous la colline d'Onnens.

En vérité, tous ces facteurs interviennent simultanément, comme nous le verrons dans le chapitre des conclusions.

Revenons à l'examen de la zone No 4, étudiée à l'aide des lignes AB = 100 m et AB = 40 m. Une constatation s'impose: La limite des calcaires du flanc redressé du Jura, sort avec plus ou moins de régularité en résistant. Ces irrégularités sont attribuées à l'influence des dépôts quaternaires dans certains cas et à des accidents locaux dans d'autres. Ainsi, les calcaires urgoniens, par exemple, se font sentir en AB = 40 m depuis Onnens jusqu'à très bas à l'E de Bon-

villars. Ils disparaissent après sous une couverture conductrice, pour se marquer à nouveau plus loin, près de la route de Champagne, au S du lieu dit La Cour.

### c) Conclusions

En résumé, l'utilisation de la technique du trainé AB = 100 m, a permis jusqu'ici d'obtenir une image plus nette de la géologie régionale à faible profondeur. Le voile que constituait la couverture quaternaire a pu ainsi être levé du moins en partie, dans la plupart des cas. Là où une indétermination subsistait encore, nous avons utilisé d'autres méthodes géophysiques pour lever l'équivoque. Jusqu'ici, l'extension superficielle des terrains molassiques et calcaires, ainsi que celle des dépôts quaternaires importants a pu être précisée. Certaines limites ont été tracées avec précision: d'une part entre le crétacé et le Tertiaire, dans la première et la deuxième zone; d'autre part entre les calcaires et le Quaternaire tout au long du flanc redressé du Jura. Il en fut de même entre Molasses d'âges différents.

Plaçant notre étude sous un angle hydrologique, nous constatons malheureusement que les dépôts alluviaux susceptibles de former des réservoirs naturels aquifères ne sont pas nombreux. Pourtant, la longueur de ligne, 100 m, ne laisse pas d'équivoque à ce sujet, hormis les graviers non différenciés des calcaires à l'W de Montcherand, mais qui seraient hydrologiquement stériles de toute façon.

Il est inutile, par conséquent, de faire appel à une autre longueur de ligne pour en connaître davantage. Un AB plus grand que 100 m toucherait des terrains plus profonds que les dépôts graveleux, et un AB plus petit, mettrait à jour certainement d'autres dépôts superficiels, mais d'intérêt hydrologique ou économique réduit. Toutefois, maintenant que nous nous trouvons orientés sur les zones favorables à ces dépôts, il devient possible d'envisager, en cas de nécessité des études localisées, avec une longueur de ligne différente et appropriée à ce que l'on désire connaître. C'est ce qui a été entrepris pour les alluvions de l'Arnon par exemple. Cependant, en dehors des terrains électriquement différenciés tels que les calcaires, les Molasses et les graviers déposés dans les zones conductrices, il existe des sédiments à résistivité moyenne (50 à 80  $\Omega$ .m.) qu'on ne saurait attribuer à l'un ou à l'autre de ces terrains sans courir le risque de faire une grave erreur. Par ailleurs, les observations hydrologiques faites bien avant nous, dans la région (H. Schard, 1888; G. Rittener, source de Bonvillars) font ressortir le rôle hydrologique important de certains niveaux calcaires du Jurassique supérieur ou du Crétacé inférieur. Il devient nécessaire en conséquence de pousser plus profondément les investigations par les moyens géophysiques jusqu'au toit des calcaires au moins. Aussi, nous avons fait appel à une autre technique dans l'utilisation des méthodes électriques: il s'agit de la pratique des "sondages" que nous exposerons ci-après.

## 3. Etude par sondages électriques

### A. Principes

Dans le trainé électrique la profondeur d'investigation des lignes de courant est entre autre une fonction de l'espace-ment AB. Ainsi, si l'on veut obtenir des informations concernant des horizons de plus en plus profonds, il convient d'augmenter l'écartement AB des électrodes, tout en maintenant fixe le centre O du dispositif. Contrairement au "trainé", l'exploration présente ici une extension surtout verticale. Les résistivités obtenues, reportées sur un graphique bilogarithmique, avec les logs de  $\frac{AB}{2}$  en abscisses et les logs de  $\rho_a$  en ordonnées déterminent une courbe appelée communément "Sondage électrique". L'interprétation d'un tel diagramme permet d'estimer, grâce à une jeu d'abaques, les résistivités et les épaisseurs des différents horizons géologiques rencontrés sous la surface.

### B. Interprétation des sondages

#### a) Le cas simple de deux terrains

A mesure que l'on augmente A et B de part et d'autre de O, les lignes de courant pénètrent plus profondément dans le sol. Cette relation a été traduite dans le chapitre du "trainé" par la formule approximative  $h = \frac{AB}{4}$ .

On se rappelle aussi qu'en pratique, cette relation dépend beaucoup des résistivités et des épaisseurs des différentes couches. Elle devient en effet très imprécise dès que la profondeur d'investigation prend de l'importance et que le nombre de terrains augmente.

Prenons le cas le plus simple, celui où deux terrains seulement sont en présence: soit  $\rho_1 < \rho_2$  le rapport de leurs résistivités vraies, la figure 6 montre que tant que AB reste très inférieur à  $4h$ , tous les filets de courant circulent à l'intérieur du premier terrain. La résistivité obtenue est alors très proche de la résistivité spécifique réelle de la formation. C'est pour cette raison que la première branche de la courbe est asymptotique à  $\rho_1$  vraie. Dès que l'on augmente l'espace-ment AB, les lignes de courant commencent à "mordre" sur le deuxième terrain résistant. Les valeurs  $\rho_a$  se détachent

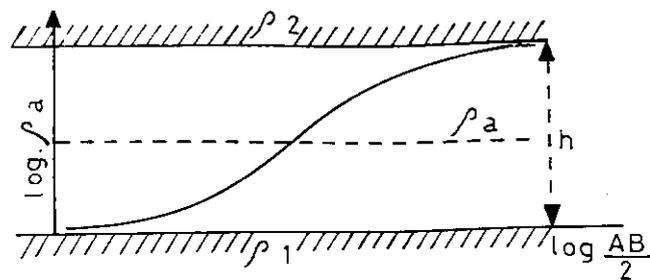


Figure 6

alors de  $\rho_1$  vraie, pour tendre de plus en plus vers  $\rho_2$ , la résistivité spécifique du 2e terrain. Pour  $AB = \infty$  les filets de courant sont supposés circuler entièrement à l'intérieur de  $\rho_2$  et par conséquent la résistivité mesurée tend asymptotiquement vers  $\rho_2$  vraie.

Des abaques spéciaux, dits à deux terrains, regroupant des courbes théoriques calculées à l'avance, permettent d'interpréter un tel type de sondage:

Marche à suivre

On déplace l'abaque parallèlement à ses deux axes, jusqu'à ce que l'on obtienne une coïncidence entre la courbe de sondage et l'une des courbes théoriques. Les coordonnées de la "Croix" de l'abaque (point P de coordonnées

$\frac{AB}{2} = 1$  et  $\rho = 1$ ) donnent alors en abscisse la profondeur  $h$  du 1er terrain et en ordonnée sa résistivité  $\rho$ .

La résistivité du 2e terrain se déduit alors de la relation:

$$\rho_2 = \rho_1 \left( \frac{\rho_2}{\rho_1} \right)$$

$\frac{\rho_2}{\rho_1}$  = est un module exprimé par les rapports de résistivité des 2 terrains. Il est donné par la courbe théorique de superposition.

#### b) Le cas de plusieurs terrains

Dans le cas de trois terrains, l'interprétation se complique déjà. Elle le devient encore davantage quand leur nombre atteint ou dépasse quatre. Il demeure cependant toujours possible de les interpréter à l'aide d'abaques deux terrains selon la méthode dite de la "Croix à droite", s'il s'agit de courbes à minimum.

En effet, dans les conditions favorables, en l'absence de toute cause perturbatrice grave, une courbe de sondage (à trois terrains) s'inscrit dans l'une des quatre familles suivante: (Keller, p. 135) (fig. 7)

##### 1 Famille du type H

Elles sont dites aussi courbes à minimum et dont le rapport des résistivités prend la forme:  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$

##### 2 Famille du type K

ou courbes à maximum avec un rapport des résistivités:  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$

##### 3 Famille du type A

Elles ont la forme d'un escalier montant, avec un contraste des résistivités:  $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

##### 4 Famille du type Q

ou en escalier descendant, avec  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$

Interprétation des courbes du type H:

Une telle courbe de sondage indique l'existence d'une couche conductrice, comprise entre deux autres relativement plus résistantes. Dans de pareilles conditions, les filets de courant ont tendance à circuler horizontalement et le plus longtemps possible à l'intérieur de cette couche de résistivité  $\rho_2$  et d'épaisseur  $h_2$ . Elle se manifeste par conséquent sur-

tout par sa conductance horizontale  $c = \frac{h_2}{\rho_2}$  (J.F. Mathies, 1966).

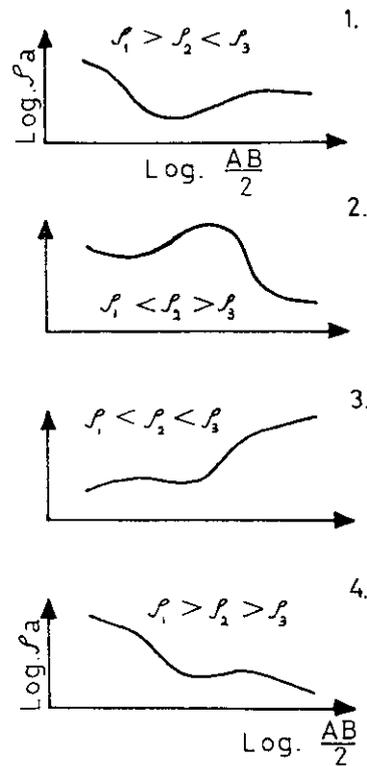


Figure 7

Lorsque l'on augmente la longueur de ligne AB, en supposant par surcroît que  $h_2$  soit grand par rapport à  $h_1$ , il arrive un moment où tous les filets de courant circulent à l'intérieur du troisième terrain. Celui-ci se manifestera de la même manière que si les deux premiers terrains se trouvaient remplacés par un seul de résistivité et d'épaisseur intermédiaires entre  $\rho_1$  et  $\rho_2$ , et  $h_1$  et  $h_2$ . Tout se passe comme si la courbe de sondage se composait de deux diagrammes à deux terrains, collés bout à bout. Le 1er se compose de  $\rho_1$  et  $\rho_2$ ; le 2e de  $\rho$  intermédiaire et de  $\rho_3$ . Cela revient à dire que pour interpréter une courbe du type H, on examine sa partie gauche à l'aide d'un abaque à deux terrains (voir ci-haut). Il en est de même pour sa partie droite, à condition d'assimiler les deux premiers horizons en un seul "fictif", de  $\rho$  et  $h$  intermédiaires entre  $\rho_1$ ,  $\rho_2$  et  $h_1$ ,  $h_2$ . Pour ce faire, il existe des abaques dits "de courbes auxiliaires" spécialement conçus pour traiter les cas de sondages du type H.

#### Marche à suivre

A l'aide de l'abaque à deux terrains on commence par superposer la partie gauche de la courbe observée ou pratique, à l'une des courbes théoriques. Lorsqu'on obtient une coïncidence, on marque sur la feuille du sondage, la trace de la "Croix" de l'abaque et on note le module correspondant au rapport des résistivités  $\frac{\rho_2}{\rho_1}$ . On en déduit alors  $\rho_1$ ,  $h_1$  et  $\rho_2$  (voir ci-haut).

Pour interpréter la partie droite de la courbe pratique, on place l'origine des courbes auxiliaires sur la trace de la "Croix" précédemment marquée et l'on considère, la courbe auxiliaire portant le même module  $\frac{\rho_2}{\rho_1}$  que celui noté plus haut sur l'abaque à deux terrains.

On reprend ensuite ce dernier abaque et on déplace son origine sur la courbe auxiliaire, parallèlement à ses axes, jusqu'à ce qu'une coïncidence se réalise entre la branche droite du diagramme pratique et une courbe théorique de l'abaque à deux terrains. On note son module. Les coordonnées du nouvel emplacement de l'origine donnent en abscisse et en ordonnée l'épaisseur et la résistivité fictives du terrain fictif. Pour obtenir  $\rho$  vrai du 3e terrain, on multiplie le fictif par la valeur du dernier module noté. On déduit enfin l'épaisseur  $h_2$  en retranchant à  $h$  fictif l'épaisseur  $h_1$  trouvée lors de la première opération.

### C. Interprétation des courbes des types K, A et Q

Dans le cas des diagrammes du type H, l'horizon fictif se caractérise par sa conductance horizontale  $S$  et son épaisseur  $h_f$ , toutes les deux supposées respectivement égales à la somme de celles des deux terrains superficiels. Ces suppositions ne sont plus valables pour les autres types de courbes. En effet:

#### a) Famille des courbes du type A

Le terrain fictif s'avère plus épais que les deux premiers terrains combinés. Le facteur de proportionnalité entre eux est égal au coefficient d'Anisotropie de ces deux premiers terrains.

$$h_f = \lambda(h_1 + h_2)$$

$$\lambda = \text{Coefficient d'Anisotropie}$$

Il s'en suit une famille de courbes auxiliaires différentes de celles adaptées aux diagrammes du type H et par conséquent, une marche à suivre différente lors de l'interprétation.

#### Marche à suivre

La partie gauche de la courbe pratique s'interprète à l'aide de l'abaque à deux terrains. On note alors l'origine  $P_1$ , la résistivité  $\rho_2$  et le module d'extrapolation. La famille des courbes auxiliaires est ensuite placée de manière à ce que son axe horizontal passe par la valeur  $\rho_2$ , et son axe vertical gauche par l'origine  $P_1$ . On interprète après la partie droite du diagramme expérimental en cherchant à la faire coïncider avec l'une des courbes théoriques de l'abaque à deux terrains. On note de nouveau l'origine  $P_1$  qui doit se trouver obligatoirement sur la courbe auxiliaire correspondant au module d'extrapolation défini lors de la 1ère opération. L'épaisseur vraie  $h_2$  du second terrain s'obtient alors en considérant le paramètre  $h_2/h_1$  de la courbe en traitillé passant par la deuxième origine  $p_1$ .

#### b) Famille des courbes du type K

Empiriquement, on a trouvé que le terrain fictif est plus épais que les 2 horizons superficiels combinés. Cependant le facteur de proportionnalité est ici plus grand que le coefficient d'Anisotropie. Les solutions des équations définissant la résistivité et l'épaisseur du terrain fictif, portées sur un graphique bilogarithmique déterminent des courbes auxiliaires propres à la famille du type K.

$$h_f = \left[ (S_1 + S_2)(T_1 + T_2) \right]^{1/2}$$

$$f = \left[ (S_1 + S_2)/(T_1 + T_2) \right]^{1/2}$$

$S$  = Conductance horizontale

$T$  = Résistance transversale

#### Marche à suivre

La partie gauche du diagramme expérimental s'interprète encore à l'aide de l'abaque à deux terrains. On note l'origine  $P_1$  et le module ayant servi à déterminer. On place l'origine des courbes auxiliaires en  $P_1$  et l'on considère le module précédemment déterminé. L'interprétation de la partie droite du diagramme pratique peut alors commencer en cherchant à faire coïncider cette dernière avec l'une des courbes théoriques de l'abaque à deux terrains. On note de nouveau l'origine  $P_1$  située sur le module.

L'épaisseur vraie  $h_2$  du second terrain se déduit de la courbe paramétrique (lieu des points du rapport  $h_2/h_1$ ) passant par  $P_1$ .

#### c) Famille des courbes du type Q

Les paramètres (résistivité et épaisseur) définissant l'horizon fictif, dépendent du contraste de résistivité entre les deux premiers terrains et du rapport de leurs épaisseurs. Les solutions des équations de ces paramètres:

$$h_f = 1/\rho (h_1 + h_2)$$

$$f = 1/\rho \frac{(h_1 + h_2)}{S_1 + S_2}$$

permettent de construire la famille des courbes auxiliaires relatives au groupe Q. La marche à suivre est identique à celle que nous venons de voir plus haut, c'est-à-dire qu'elle consiste à utiliser l'abaque à deux terrains pour interpréter la partie gauche du diagramme pratique et à faire jouer cet abaque avec les courbes auxiliaires pour aborder la partie droite de la courbe de terrain.

La résistivité  $\rho_3$  du troisième terrain se détermine chaque fois à partir du module relevé sur l'abaque à deux terrains lors de la phase terminale de l'interprétation.

Des explications plus complètes et mieux illustrées se trouvent dans l'ouvrage de G.V. Keller et F.C. Frischknecht, 1966 – "Electrical methods in geophysical prospecting", pages 144 à 157.

Malgré l'utilisation de tous ces abaques, l'interprétation quantitative d'une courbe de sondage se révèle parfois délicate. Elle nécessite souvent une grande expérience et une connaissance de la géologie de la zone prospectée. Certaines conditions géologiques peuvent cependant faciliter beaucoup cette interprétation. C'est le cas par exemple, quand on opère dans des zones à soubassement calcaire ou cristallin résistant. En ce qui concerne la présente étude, les sondages ont été exécutés dans une région où le substratum calcaire résistant, s'annonce souvent relativement peu profond. Les parties terminales des diagrammes obtenus, se caractérisent alors par un redressement plus ou moins marqué, toutes les fois que ce substratum se faisait sentir.

Lorsque ce redressement s'opère à environ  $45^\circ$  de l'horizontale, après le palier de la courbe la coordonnée du point de flexure de la courbe donne en abscisse la profondeur "vraie" du substratum. Sa résistivité peut être extrapolée à l'aide de l'un des modules de l'abaque à deux terrains. (Voir fig. 8.)

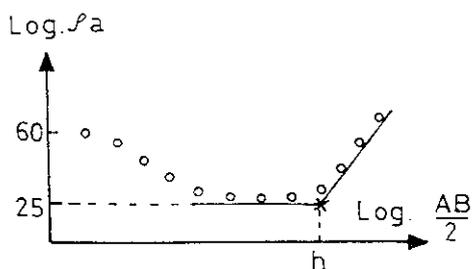


Figure 8

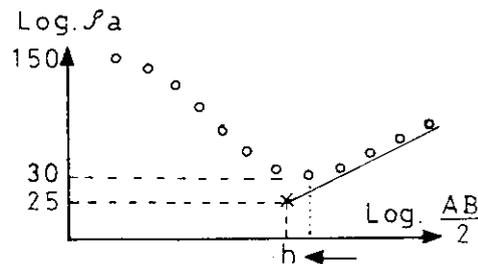


Figure 9

Si par contre, le redressement s'effectue selon une pente douce, inférieure à  $45^\circ$  et à condition qu'il s'agisse bien de l'effet du substratum, cela indique que le socle, qui n'est pas infiniment résistant, s'est annoncé plus tardivement qu'il n'aurait dû le faire. L'abscisse du point de flexure correspond alors à une profondeur exagérée, résultant de l'annonce tardive du substratum. Il convient en ce moment de la corriger en la diminuant selon le redressement plus ou moins fort de cette partie terminale. En effet, quand le terrain conducteur possède une faible épaisseur, le substratum résistant commence à se faire sentir assez tôt par les filets de courant. Ceci se traduit par une augmentation de la résistivité du terrain conducteur et par conséquent par un "relèvement" du minimum sur le diagramme. Il s'agit donc d'abaisser ce minimum en extrapolant sa position à l'aide d'un abaque à deux terrains par exemple.

L'abscisse du point d'intersection de la droite parallèle à l'axe des logs de  $\frac{AB}{2}$ , passant par le point extrapolé du minimum, avec la droite formée par le redressement du diagramme pratique, donne la profondeur approximative du second terrain. (Voir fig. 9.)

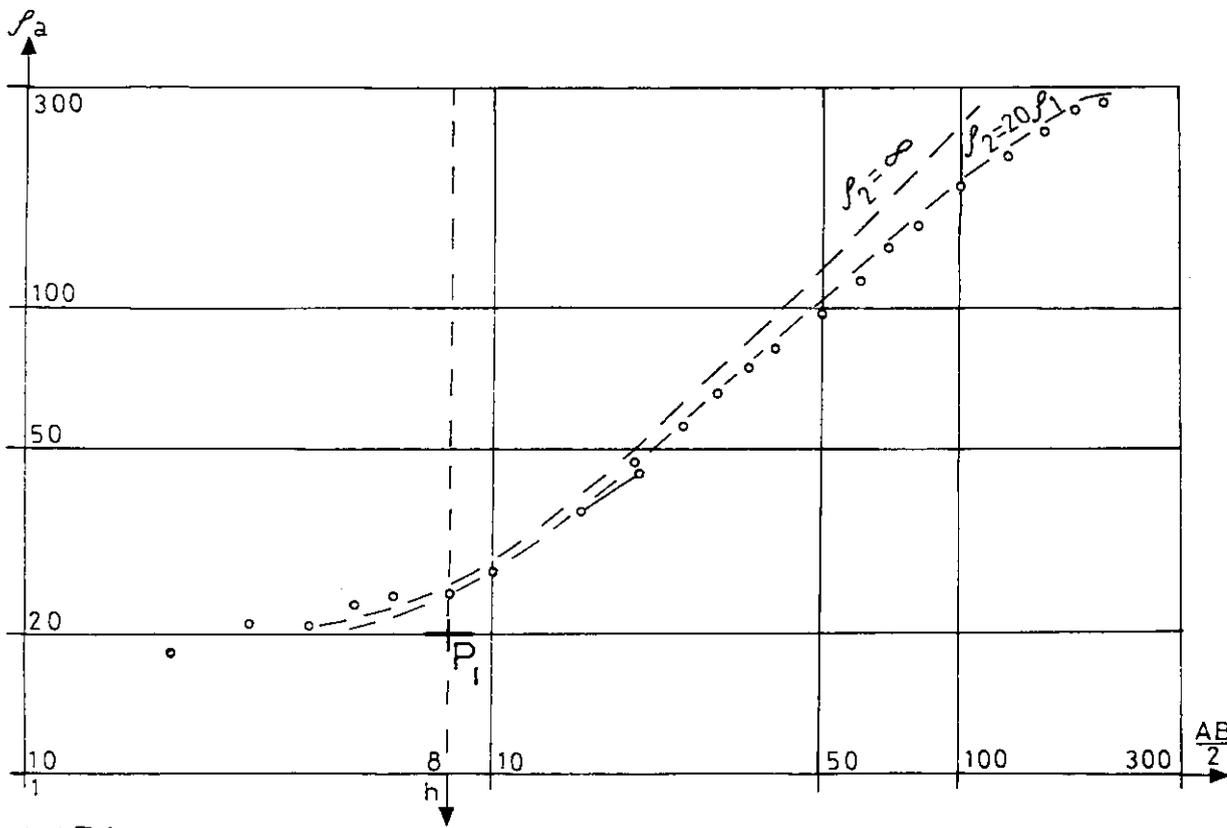
Il est clair que le redressement dépend avant tout du contraste de résistivité entre le substratum et le dernier terrain qui le recouvre. Lorsque ce contraste est très fort, le redressement s'opère à  $45^\circ$  de l'horizontale, quand il l'est moins, la résistivité semble croître plus lentement que l'écartement AB. Le redressement sera alors lent et par conséquent à pente douce.

Il y a là un avantage certain à pouvoir opérer sur un substratum résistant. Mais, cette technique présente quelques points de faiblesse par ce qu'elle renferme d'arbitraire et de peu précis. Sa rapidité et son élégance, dans les cas favorables, permettent cependant son utilisation avec prudence, là où une grande précision n'est pas justifiée.

#### D. Exemples d'interprétation de sondages électriques

Pour utiliser ces considérations relatives à l'interprétation des sondages, voici quelques exemples empruntés directement à notre étude.

Il s'agit des sondages:



$\rho_1 = 20 \Omega \cdot m.$  = Marnes d'Hauterive.  
 $h_1 = 8 \text{ m.}$   
 $\rho_2 = 20 \cdot \rho_1 = 400 \Omega$  = calc. du Valanginien

N°54. Exemple de sondage. 2 terrains, sur marnes d'Hauterive

Fig. A ↗ B ↘

S.N°19 1) Interpretation par ((Profondeur minimum du résistant)); h. calcaire = 55m.

Type H. 2) Interpretation par abaques: h. calcaire 55m.

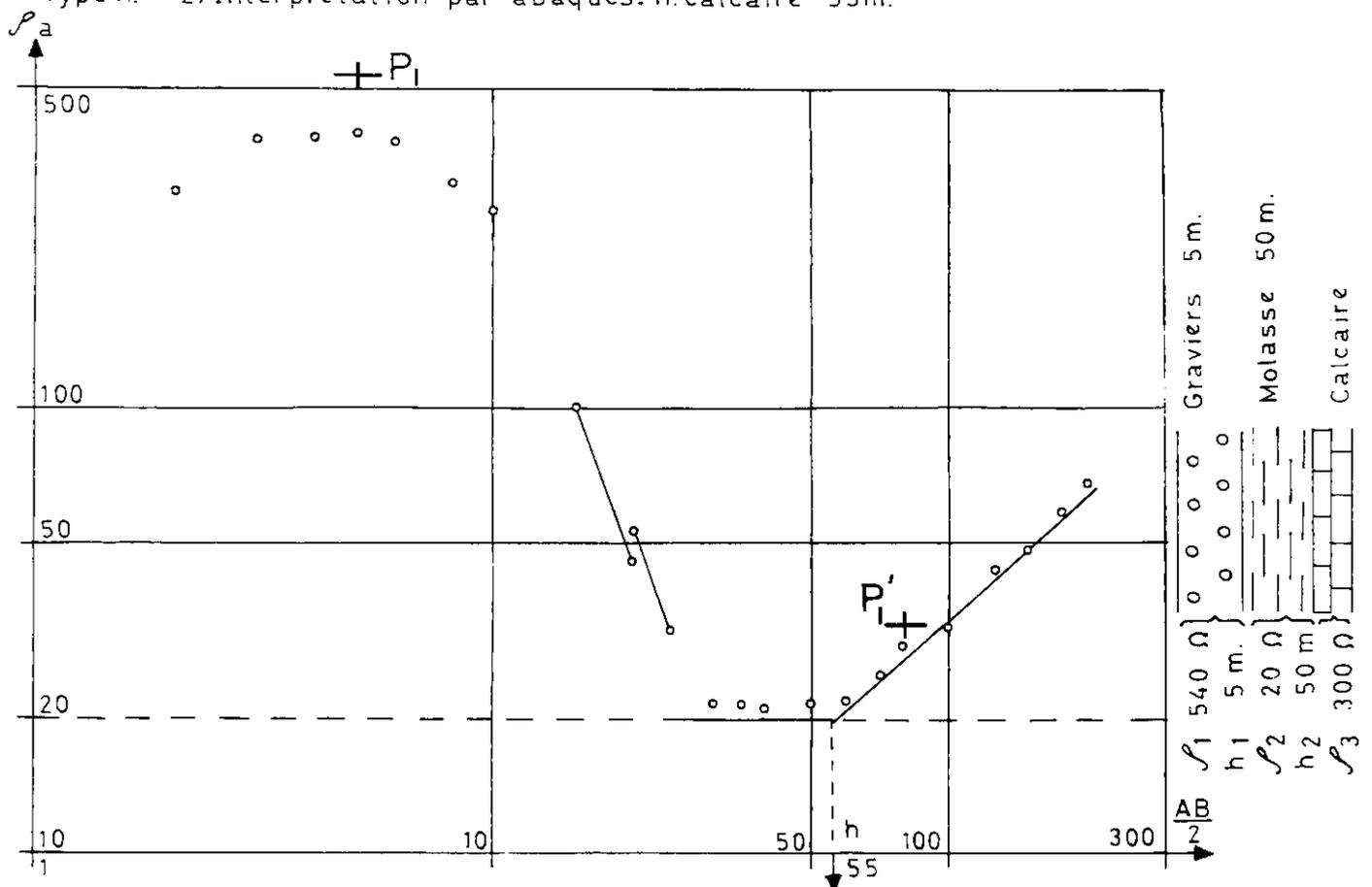
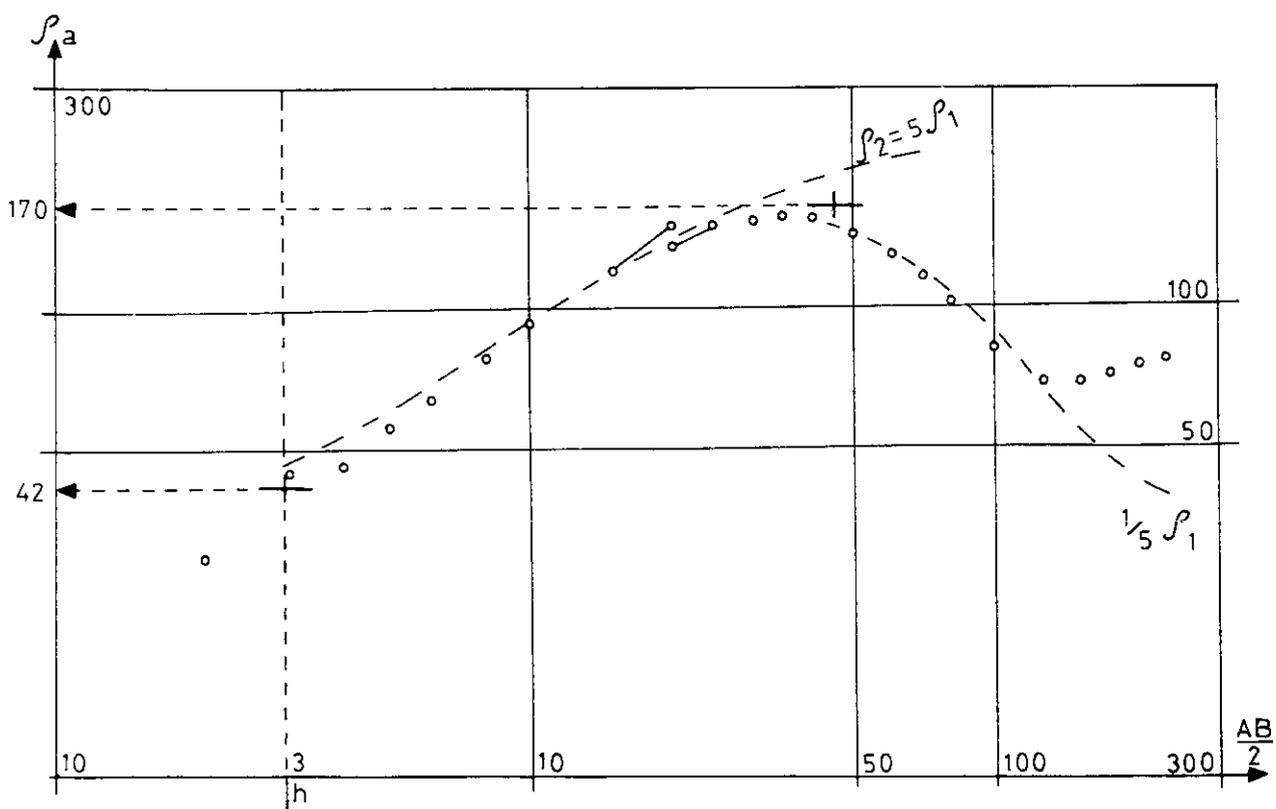


Fig. C.

S. N°49.  $\rho_1 = 42 \Omega$  }  $\longrightarrow$  moraine.  
 Type K.  $h_1 = 3 \text{ m}$  }  
 $\rho_2 = 210 \Omega$  }  $\longrightarrow$  graviers.  
 $h_2 = 36 \text{ m}$  }  
 $\rho_3 = 34 \Omega$   $\longrightarrow$  molasse.



No 19, Coordonnées: (528.475—177.550)

No 49, Coordonnées: (530.500—182.100)

No 54, Coordonnées: (531.325—181.825) (Voir figures A. B. C.) Pages

## E. Résultats de sondages

Environ 130 sondages, groupés surtout là où le substratum calcaire se trouve sous une couverture molassique ou quaternaire importante, ont été exécutés dans la région. La plupart d'entre eux furent poussés jusqu'à  $AB = 400$  M. Quelques-uns seulement l'ont été jusqu'à  $AB = 1600$  m. Tel fut le cas par exemple des sondages profonds entrepris dans le synclinal de Baulmes et au N de Rances. Ces mesures permirent l'établissement de deux documents au 1/25'000:

Une carte structurale du toit des calcaires urgoniens, et une carte des résistivités apparentes  $AB = 350$  m.

### a) Carte des résistivités apparentes $AB = 350$ m

Cette carte a été établie à partir de l'avant dernière mesure ( $AB = 350$  m) de chaque sondage, considérant que la dernière est souvent fluctuante et pourrait ainsi être entachée d'erreurs et d'imprécisions. Or, cette dernière valeur se présente, dans la courbe de sondage, soit comme faisant partie d'une branche terminale ascendante, soit horizontale ou encore descendante. Dans ces conditions, il est clair qu'une mesure de  $40 \Omega.m.$  par exemple, située sur une partie de courbe ascendante, signifie plus que sa valeur absolue. Elle signale l'approche d'un substratum résistant. Le contraire est vrai dans le cas d'une branche de courbe descendante. Pour cette raison, et pour donner plus de signification géologique à cette avant dernière valeur, nous avons choisi d'accompagner la valeur de résistivité, sur carte, d'une flèche redressée dans le cas où la résistivité tend à l'augmentation, d'une flèche inclinée vers le bas, dans le cas où la tendance est à la diminution, et d'une flèche horizontale, dans le cas où la stabilité des valeurs est soutenue. Il était nécessaire aussi de tenir compte de toutes ces tendances, dans le tracé des courbes d'isorésistivité. (Voir carte  $AB = 350$  m.)

La faible densité des sondages (environ un par  $km^2$ ) rend le tracé des courbes délicat et plus ou moins subjectif. Nous nous sommes cependant efforcés de rester fidèles aux informations que les mesures ont fournies.

L'image que donne une telle carte de  $AB = 350$  m est alors celle d'une esquisse géologique établie à une profondeur d'environ 150 m. Rappelons encore une fois qu'il ne s'agit là que de fixer les idées et qu'en réalité, cette profondeur n'a rien d'absolu.

Les sondages se groupent en deux catégories, selon les zones.

- Ceux qui ont atteint les calcaires avec un  $AB = 350$  ou  $400$  m
- Ceux qui, en ne les ayant pas atteints sont restés, pour le même  $AB$ , dans des terrains à faibles résistivités voisines de  $25$  à  $30 \Omega.m.$  (Voir carte structurale.)

La région étudiée se trouve ainsi divisée en zones conductrices et en panneaux résistants.

- En allant du S vers le N, un 1er panneau se présente. Il s'étend de l'axe Arnex-Agiez-Montcherand-Sergy, jusqu'à la montagne du Jura, vers l'W. Sur ce vaste plateau, se retrouve la bande de terrains à résistivité supérieure à  $400 \Omega.m.$ , passant entre Bofflens et Croy, et se prolongeant vers le NW, entre Lignerolle et Sergy. Nous avons eu l'occasion d'insister plus longuement sur cette zone en commentant les résultats du trainé  $AB = 100$  m.
- Plus au N, à partir de l'axe reliant les pointements calcaires d'Orbe, de Rances et de la colline de Furtille, jusqu'aux approches de Method et de Champvent, débute un second panneau calcaire parallèle au premier. Effectivement, les sondages 27, 28, 36 et 37 révèlent la profondeur des calcaires respectivement à 72 m, 7 m (près des calcaires de Rances), 70 m et 3 m (près des calcaires de la colline de Furtille). En tenant compte de l'altitude de surface de chacun de ces sondages, il s'avère que ce panneau semble s'enfoncer brusquement, puis doucement, vers le S, jusqu'au Mujon. Il se redresse par la suite pour former plus loin l'anticlinal d'Orbe. En effet, le trainé  $AB = 100$  m montre une discontinuité, du moins à faible profondeur, du substratum résistant entre les calcaires d'Orbe et ceux de Rances. Il est probable que cela corresponde à une zone déprimée, transversale à ce flanc calcaire.

Entre les deux panneaux précédemment décrits s'insère un bassin formé de terrains conducteurs. Il s'étend de la ville d'Orbe jusqu'à Baulmes où il contourne légèrement la colline de Furtille. Deux étranglements le caractérisent: le premier entre Montcherand et la colline calcaire d'Orbe, semble être en relation avec une cause tectonique. Le 2e entre la colline calcaire de Furtille et les marais de Rances, serait dû uniquement aux influences des dépôts graveleux situés au S de Baulmes. Tous les sondages exécutés dans cette zone ne révélèrent que des terrains conducteurs, excepté celui de  $AB = 1600$  m qui a atteint les calcaires à 460 m de profondeur environ. Ainsi, comparativement à la profondeur peu importante du toit des calcaires du 2e panneau (décrit plus haut), il se confirme que la limite E de ce bassin coïncide avec le tracé de la faille d'Orbe de D. Aubert, sauf à l'approche de la ville d'Orbe où elle s'en détache. Nous reprendrons le problème de cette faille dans le chapitre réservé à la tectonique.

En remontant vers le NE, on rencontre une nouvelle zone synclinale comprise entre Champvent, Villars, Valeyres d'une part et le Mont du Chamblon d'autre part. Là de nouveau, les sondages n'ont pas atteint les calcaires. Les zones conductrices semblent se diriger au NE vers les Tuileries et au S vers Method et Suscévaz, déterminant ainsi une forme en croissant dans lequel s'emboîte la colline du Chamblon.

De l'autre côté de l'Arnon, une autre zone à très faible résistivité s'étale depuis Vugelles-La Mothe jusqu'à Onnens, en passant par Champagne et Fiez. Elle s'étend largement sous Champagne et Corcelet sans atteindre toutefois le lac, sans doute à cause des graviers du cône de l'Arnon qui continuent à influencer les mesures en profondeur.

Ainsi, les terrains conducteurs du type molassique, dont la présence localisée autour de Fiez paraissait surprenante (voir chap. Trainé élect.) prennent ici une extension considérable. Ils occupent en effet toute la vallée de l'Arnon et les premières contre-pentes du côté du Jura. Les sondages exécutés dans cette vallée pour tester l'épaisseur des graviers présentent tous une asymptote molassique. Nous citons particulièrement l'exemple du No 81 qui, poussé jusqu'à  $AB = 400$  m, atteint en fin de ligne une résistivité égale à  $25 \Omega.m.$  et continue de descendre.

Entre ces deux bassins conducteurs, se manifeste un panneau résistant occupant tout le plateau de Peney, d'Orges, de Giez et de Grandson. Vers le SW, il semble se raccorder vaguement avec la colline de Furtille. Du côté du Jura, au contraire, il s'ouvre nettement sur les affleurements valanginiens, connus tout au long de la vallée de l'Arnon, depuis la Mothe jusqu'au voisinage de Baulmes. Du reste A. Jaccard (1869) pense que, juste à l'E de l'Arnon, les calcaires ne doivent pas être bien loin sous la Molasse. D'autre part, les sondages No 68, 69, 70 et 75, exécutés sur ce plateau se terminent respectivement par des résistivités de  $81 \Omega.m.$ ,  $66 \Omega.m.$ ,  $80 \Omega.m.$  et  $75 \Omega.m.$ , toutes dans des branches de courbes ascendantes. Cela permet de conclure à la présence, dans ce cas aussi, d'un soulèvement calcaire. La profondeur du toit résistant serait alors respectivement de 50, 55, 50 et 90 m environ. Elle est de 150 m dans la région de Grandson (sondage No 86). A partir de telles indications il est possible de déduire que les calcaires plongent rapidement en profondeur et vers l'E à mesure que l'on s'approche du lac de Neuchâtel et de la plaine de l'Orbe.

Il est enfin à signaler, à titre de rappel, que la Molasse de ce plateau a été attribuée à l'Aquitainien par R. Bertschy et H.A. Jordi. Tenant compte de cette attribution, il s'en suit par conséquent que toute la série molassique ne posséderait que 50 m de puissance à l'W d'Orges et de 100 à 120 m de puissance dans la région de Giez et de Valeyres. Or, il est intéressant de remarquer que D. Aubert, dans la notice explicative de sa feuille d'Orbe, attribue au Chattien seul une épaisseur de 200 m. Il y a donc là matière à réflexion.

Examinons enfin la partie terminale de la carte des sondages couvrant la zone comprise entre Onnens et la Dia. Il existe malheureusement peu de sondages dans cette zone. Les cinq qui y sont implantés, ont rencontré des terrains résistants en fin de ligne. Cela autorise à penser cependant avec beaucoup de réserve pour l'instant, en attendant l'examen de l'étude gravimétrique, qu'il y aurait probablement une remontée calcaire à la hauteur d'Onnens. Au N de cette remontée s'annonce une zone conductrice qui s'étend jusqu'à la Lance où A. Jaccard signalait de la Molasse affleurante, aujourd'hui invisible.

En conclusion, à ce stade des études, la région se trouve ainsi débarrassée des couvertures quaternaires ou molassiques peu épaisses et des indéterminations qu'elles causaient. Nous nous trouvons en définitive en présence de bassins bien délimités, que l'on peut appeler bassins molassiques, alternant avec des panneaux de calcaires soulevés. Bien entendu, les uns et les autres correspondent à des accidents affectant le flanc doux du Jura et sur lesquels nous reviendrons dans la partie tectonique de ce travail.

Avant de clore ce chapitre sur les méthodes électriques, il reste à jeter un rapide coup d'oeil sur la carte structurale du toit de l'Urgonien.

#### b) *Carte structurale*

En plusieurs points, cette carte se rapproche jusqu'à se confondre parfois avec la carte des résistivités apparentes, établie à partir des résultats des sondages électriques et que nous venons de commenter. Pour cette raison, il ne semble pas nécessaire de s'y attarder longuement. Elle fera l'objet d'un plus long commentaire au chapitre de la tectonique. Quelques précisions à son sujet paraissent cependant nécessaires:

Les cotes du toit de l'Urgonien ont été déterminées à partir des sondages qui atteignent le calcaire et transformées en altitudes absolues, par rapport au niveau de la mer.

Tous les sondages numérotés de 1 à 130 sont figurés sur la carte au 1/25'000, par des cercles accompagnés de la cote absolue. Lorsque le toit des calcaires n'a pas été atteint, c'est alors la dernière altitude absolue touchée par les mesures, qui est indiquée, accompagnée du signe < (inférieur à). Ce dernier indiquera que le toit des calcaires est encore au-dessous de la cote mentionnée. Par ailleurs, les cotes prises en surface, sur des affleurements urgoniens, sont indiquées sur carte par un point et une altitude.

Disons très rapidement enfin, que nous retrouvons les mêmes structures de bassins et de panneaux calcaires soulevés, que dans la carte des résistivités à grande ligne.

En l'absence de cotes connues, permettant de tracer des courbes isobathes à l'intérieur de ces bassins, nous avons préféré laisser ces zones en blanc. (Voir carte structurale.)

#### 4. *Conclusions sur le chapitre "Electricité"*

En faisant appel aux méthodes géophysiques, l'objectif à atteindre dans ce travail était la délimitation des zones perméables (graviers et calcaires . . .) et imperméables (Molasse, terrains à éléments fins . . .), une meilleure compréhension

des structures géologiques profondes et l'élaboration d'une carte du toit de l'Urgonien. On peut estimer que, dans leur ensemble, tous ces objectifs ont été atteints par la seule méthode électrique. Cependant, les vérifications se révèlent nécessaires surtout dans la zone comprise entre la Brine et la Dia. C'est dans ce but que nous avons procédé à l'étude gravimétrique de notre région.

## II Etude gravimétrique

### 1. Introduction

La majeure partie de la région concernée par l'étude géophysique a déjà fait l'objet d'une prospection gravimétrique entreprise par J.P. Burri (1955–1960), dans le cadre d'un travail de diplôme concernant le NW du canton de Vaud. Il devient dès lors nécessaire et utile d'étendre cet examen à la partie N du pied du Jura comprise entre la Brine et la Dia. Nous complétons ainsi un ensemble d'études gravimétriques qui recouvrent tout le pied du Jura, depuis Genève jusqu'au lac de Neuchâtel.

En effet, en 1954–1955 le professeur E. Poldini et ses collaborateurs étudièrent les "Anomalies gravifiques du canton de Genève". Actuellement, l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne a entrepris une étude gravimétrique à laquelle nous avons participé, couvrant toute la zone comprise entre le lac et le Jura de la frontière genevoise à Morges.

Les mesures ont été effectuées à l'aide d'un gravimètre Worden en nous rattachant au réseau établi par E. Poldini. A partir de la base du collège d'Yverdon, nous avons établi deux bases secondaires l'une à St. Maurice, l'autre à Giez. (Voir croquis des bases.)

Nos mesures ont été ensuite corrigées selon les procédés maintenant classiques (E. Poldini, 1963) et qu'il est inutile de rappeler ici. Je tiens à exprimer ma gratitude à MM. R. Olivier et J.J. Wagner qui ont programmé tout le calcul de ces corrections.

Les chiffres obtenus ont permis l'établissement de 2 cartes d'anomalies de Bouguer calculées pour des densités de 2,67 et 2,50. La première est classiquement utilisée, la seconde (2,50) semble correspondre assez bien à la densité moyenne des terrains de notre région.

### 2. Les cartes des anomalies gravifiques

Les courbes (ou isanomales) tracées par extrapolation à partir des valeurs de l'anomalie de Bouguer en chaque point de mesure, constituent le document de base appelé "Carte des anomalies de Bouguer". Ce document est une expression graphique d'une somme d'anomalies gravimétriques dont les causes peuvent être locales et superficielles, ou profondes et étendues. On distingue:

#### A. Les anomalies régionales

Elles sont dûes à des causes perturbatrices profondes, étendues et "dessinées" par de grands rayons de courbure. Leur importance réside dans les renseignements qu'elles peuvent fournir sur la structure du substratum.

#### B. Les anomalies régionales planes

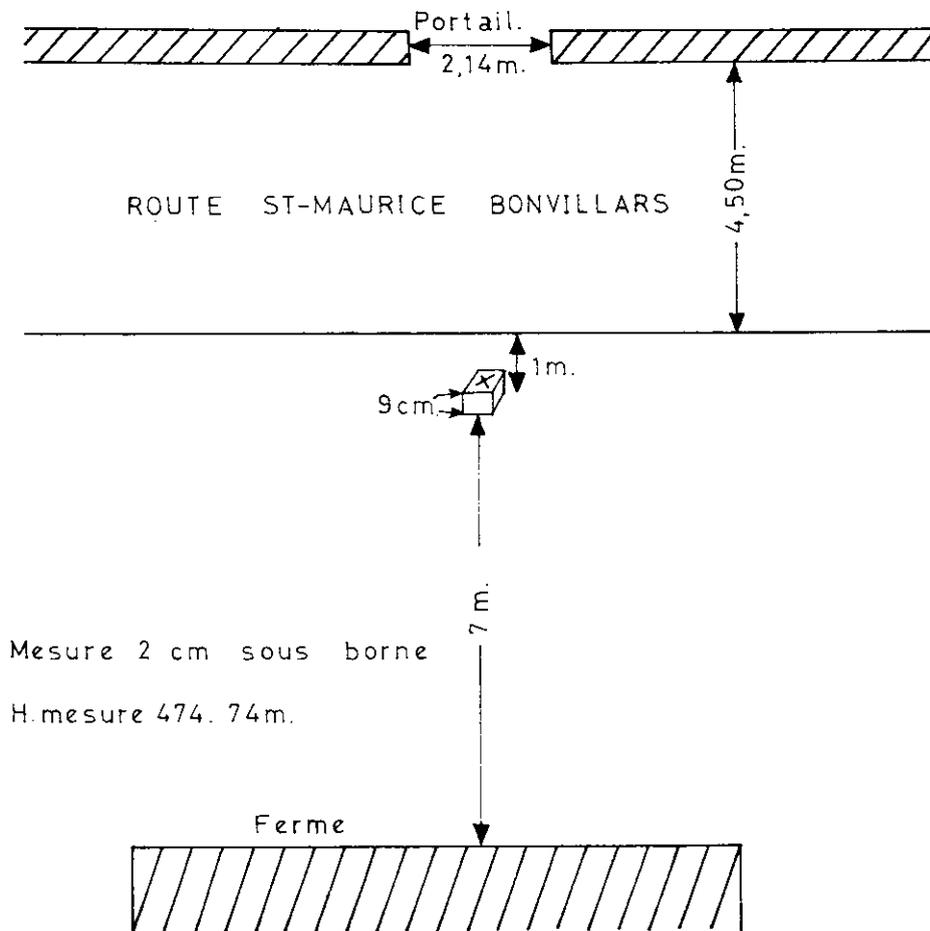
Dans la région qui nous concerne, la cause des anomalies régionales planes (ou isostatiques) est à chercher dans "l'équilibre isostatique" des Alpes. Les isanomales deviennent en effet régulièrement plus négatives à mesure que l'on s'approche du centre de ces massifs. Ceci s'explique par la théorie de l'isostasie selon laquelle les masses montagneuses seraient profondément enracinées (donc masses légères) dans le substratum terrestre plus dense. Aux zones montagneuses correspondent un déficit de densité se traduisant par des anomalies négatives.

Au pied du Jura vaudois, les isanomales possèdent une direction grossièrement parallèle à la chaîne. La pesanteur de 1 mgal environ pour un déplacement de 800 à 1000 m vers les Alpes. (Niethamer; cité par E. Poldini.)

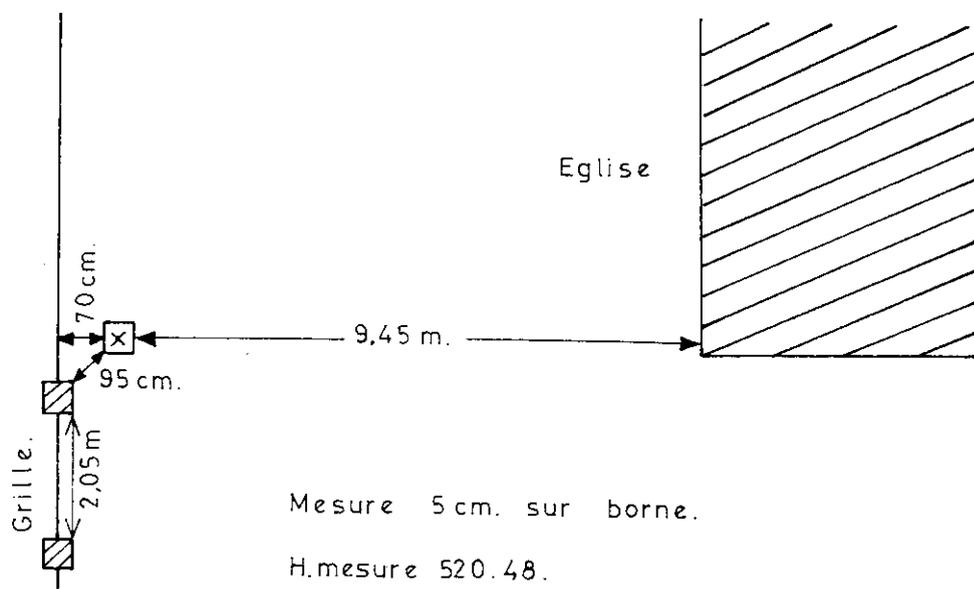
#### C. Les anomalies résiduelles

Ce sont des anomalies à faibles rayons de courbure, dûes essentiellement aux hétérogénéités du sous-sol peu profond. Elles présentent de ce fait un intérêt particulier pour le géologue.

BASE ST. MAURICE



BASE GIEZ.



En posant :

$$\text{Anomalie de Bouguer } (A_B) = \text{Anom. régionale } (A_R) + \text{Anom. résiduelle } (A_r)$$

On déduit :

$$A_r = A_B - A_R \quad (\text{E. Poldini, 1963})$$

Dans ce but, il convient tout d'abord d'établir la carte des anomalies régionales. Pour ce faire, différentes techniques sont utilisées :

a) *L'adoucissement des courbes*

Cette technique consiste à "adoucir" graphiquement les contours des isanomaes de Bouguer. Elle exige beaucoup d'expérience.

b) *La méthode analytique*

Elle consiste à assimiler les anomalies de Bouguer et régionales à des surfaces mathématiques dont on postule qu'elles sont du 1er, 2e ou 3e degré. Elle nécessite l'utilisation de calculatrices.

c) *Les moyennes mobiles*

C'est la technique utilisée dans notre cas.

Elle consiste à placer une "grille" sur les isanomaes de Bouguer, à extrapoler la valeur de  $g$  sur chaque sommet de la grille, en faire la moyenne, inscrire le résultat au centre de cette grille et faire promener celle-ci sur toute la carte des anomalies de Bouguer, en répétant les mêmes opérations. En extrapolant les isanomaes à partir de ces nouvelles valeurs, on obtient la carte des anomalies régionales. Le choix de la grandeur de la maille est en principe arbitraire. Cependant, plus la maille est grande, mieux on fera ressortir les anomalies dues à des causes profondes et importantes. Dans le cas de la présente étude, nous avons pris la distance moyenne entre les stations de mesures (env. 300 m) comme côté de la maille pour la Bouguer  $d = 2,67$  et 1200 m de côté (soit 4 fois plus) pour celle de la Bouguer  $d = 2,50$ . On obtient ainsi deux régionales différentes. La première traduit les effets des hétérogénéités superficielles du sous-sol, dues surtout au Quaternaire, la seconde exprime les effets des structures profondes. (Voir cartes régionales en pointillé.)

Il s'agit ensuite de soustraire la régionale de la Bouguer, pour obtenir la résiduelle. On peut procéder à cette soustraction de deux manières :

Soit en superposant Régionale et Bouguer et en soustrayant point par point : On extrapole la valeur de  $g$  en un point, une fois par rapport à la Régionale et une autre fois par rapport à la Bouguer. On retranche après la valeur de  $g$  (Régionale) à celle de  $g$  calculée à partir de la Bouguer. Le résultat s'inscrit avec le signe + ou - selon qu'il est positif ou négatif.

Soit, au moment du calcul des moyennes mobiles, soustraire directement la moyenne à inscrire au centre de la maille (valeur de  $g$  Régionale) de la valeur de  $g$  en ce centre, calculée à partir de la Bouguer.

### 3. *Interprétations des résultats*

#### A. Observations générales sur les cartes des anomalies

##### a) *Carte des anomalies de Bouguer*

A part quelques rares exceptions, les deux cartes des anomalies de Bouguer ( $d = 2,67$  et  $d = 2,50$ ) se ressemblent très nettement. Les allures générales des anomalies les plus marquées demeurent les mêmes sur l'une et sur l'autre de ces cartes. Nous nous contenterons de ce fait de donner avec le texte uniquement les cartes (Bouguer, régionales et anomalies) correspondant à  $d = 2,67$ .

Au premier coup d'oeil, deux observations générales s'imposent :

- 1 Les isanomaes parcourent le pied du Jura avec une direction générale à peu près parallèle à la chaîne, depuis la Dia jusqu'au Nozon (en incluant à nos courbes isogales celles de J.P. Burri, pour  $d = 2,67$ . Ce n'est là que la manifestation du phénomène de l'isostasie.
- 2 Au NE de la colline de Furtille, à Fiez et à Corcelles, des perturbations importantes ramènent les isanomaes dans des directions parfois perpendiculaires au Jura, et affectant l'orientation générale des courbes. Ce phénomène semble être lié à la tectonique profonde de la région.

## Examen des cartes Régionales

## Régionale D = 2.67:

Les isanomales de la carte Régionale présentent la même allure générale que celles de la Bouguer. Seules quelques réactions superficielles semblent avoir été éliminées. Cela peut s'expliquer de la manière suivante:

La maille choisie pour effectuer les moyennes mobiles serait trop petite pour pouvoir "effacer" toutes les réactions de surface dues notamment au Quaternaire. Ou bien:

Les zones à réactions positives et négatives correspondent effectivement à la structure du toit des calcaires. Nous verrons plus loin qu'en réalité les deux causes combinent leurs effets.

b) *La carte Résiduelle*

Sur la carte Résiduelle, les anomalies positives et négatives majeures ne présentent pas toujours une direction préférentielle. Elles adoptent souvent des aspects falciformes qui ne méritent pas l'appellation "d'axe". Pour cette raison, nous parlerons d'axes (lourds ou légers) uniquement lorsque l'anomalie possèdera une certaine orientation, et de "zones" (positives ou négatives) lorsque ce ne sera pas le cas.

## B. Les axes de l'anomalie résiduelle: Leur signification géologique

La décomposition de la carte résiduelle en axes d'anomalies lourdes ou légères, constitue l'aboutissement d'une étude gravimétrique. Pour la partie N du pied du Jura on obtient:

- 1 L'axe lourd de la colline de Furtille
- 2 L'axe léger de la vallée de la Brine
- 3 L'axe léger de Champvent
- 4 L'axe lourd Vuiteboeuf—Grandson
- 5 La zone négative de Vugelles—La Mothe
- 6 La zone négative de la vallée de l'Arnon au S de Fiez
- 7 L'axe lourd de Villars Burquin — Le Repuis (entre Grandson et Corcelettes)
- 8 La zone négative de l'Arnon à Champagne
- 9 La zone positive de Bonvillars
- 10 L'axe léger du NE d'Onnens
- 11 L'axe lourd de Corcelles—Concise
- 12 L'axe léger situé au NE de Concise

a) *L'axe lourd de la colline de Furtille*

Cette appellation peut paraître impropre. En effet, l'anomalie qui arrive jusqu'à la hauteur de Champvent, côté W, semble se prolonger sur la colline de Furtille et demeure en même temps largement ouverte sur tout le flanc calcaire soulevé, situé à l'E de la faille d'Orbe. Vue sous cet angle, cette anomalie lourde représente donc la dernière manifestation de ce flanc calcaire avant sa disparition en profondeur, à l'approche de l'axe négatif de la vallée de la Brine au N, et à celle de l'axe léger de Champvent à l'E.

b) *L'axe léger de la vallée de la Brine*

L'anomalie négative débute à l'E vers le lac de Neuchâtel, entre Yverdon et Grandson. Elle s'étale d'abord sur les collines graveleuses dominant les Tuileries, Valeyres et Montagny, puis se resserre en suivant étroitement le cours de la Brine jusqu'au voisinage de Baulmes. C'est ainsi qu'à la hauteur d'Essert-sous-Champvent, l'anomalie négative qui, jusque là, avait une direction presque E—W, fait un coude pour se diriger NW—SE à la manière de la Brine. Puis, elle s'estompe avant d'atteindre Peney à la suite de l'apparition d'un petit axe positif dirigé N—S. Au-delà de Peney, elle s'élargit à nouveau en empruntant une zone actuellement déprimée, jusqu'à l'endroit où la Baumine tourne à angle droit pour se diriger vers le N. Visiblement, avant ce coude, la Baumine possède grossièrement la même orientation que cette zone déprimée à anomalie négative.

L'interprétation de cette anomalie paraît délicate. On peut admettre cependant une combinaison de deux causes à effet négatif:

- Le Quaternaire provoque une réaction négative par rapport à la Molasse plus dense (réaction de surface)
- L'ensemble Quaternaire-Molasse engendre le même phénomène par rapport au substratum calcaire (réaction profonde)

Ainsi, aux environs des Tuileries, de Valeyres et de Montagny, l'anomalie négative est provoquée surtout par la présence de la masse des graviers interglaciaires très répandus dans la région. (Voir cartes géologique et électrique.)

Dans la vallée de la Brine, entre Valeyres et Essert, ce serait les dépôts de graviers alluviaux qui contribueraient à accentuer le déficit de densité dans cette zone. En effet, le sondage électrique No 71 révèle environ 4 m de graviers, en quelques points de la vallée de la Brine. Cela peut paraître curieux à priori, quand on pense à l'importance réduite de ce cours d'eau qui draine ses eaux dans des zones molassiques.

Au S de Peney, au lieu dit Crêt de Pravin, l'axe positif N–S cité précédemment serait dû à la présence de la Molasse qui affleure à cet endroit et s'y trouve entourée de dépôts morainiques et éluviaux. Au-delà de Peney et jusqu'à la Baumine, le déficit de densité est dû d'une manière à peu près certaine aux dépôts quaternaires. C'est ainsi que le sondage No 63 demeure jusqu'à 80 m de profondeur environ dans des valeurs morainiques comprises entre 40 et 50  $\Omega$ .m. En fin de ligne, un terrain plus résistant commençait à se faire sentir. Est-ce les calcaires? Est-ce des graviers déposés sous la moraine? La seconde possibilité semble être la plus probable, pour plusieurs raisons:

D'abord, le sondage profond No 122, exécuté dans le synclinal de Baulmes indique les calcaires à 250 m de profondeur après avoir rencontré la Molasse.

Le sondage No 63 n'a pas révélé de Molasse.

Plus à l'W, au bord de la Baumine, le sondage No 62, comme celui de Baulmes, montre l'existence d'environ 40 m de graviers posés sur la Molasse. Celle-ci ne fut touchée qu'en fin de ligne (AB = 400 m). Tout cela laisse donc supposer l'existence d'importants dépôts quaternaires dans cette zone. Dans ces conditions, il est permis de penser que la Baumine, avant d'être captée par l'Arnon, aurait emprunté, pendant un certain temps relativement court (dépôts graveleux peu importants), le cours actuel de la Brine. Les graviers révélés par le sondage No 71 constituerait donc un vestige de cet écoulement. Ceci rejoint d'ailleurs l'hypothèse de Th. Bieler (1904) selon laquelle la Baumine aurait été un affluent de la Brine. Toutefois, cette hypothèse n'exclut pas la possibilité que le déficit de masse le long de cette anomalie négative ne soit en même temps dû à un enfoncement des calcaires dessinant un synclinal occupé par la Molasse. Le flanc N de ce synclinal se marquerait par l'axe lourd Vuiteboeuf–Grandson et le flanc S par les anomalies positives du Chamblon et de la colline de Furtille. C'est au pied de ce flanc S que passerait la faille de Montagny tracée par H. Jordi. L'étude électrique est en accord avec ces constatations. L'anomalie négative de la vallée de la Brine arrive jusqu'au voisinage de Baulmes. Il y a lieu de croire en conséquence, que le synclinal de Baulmes se raccorde avec celui de la Brine.

#### c) *L'axe léger de Champvent*

Cette anomalie négative passe par le village de Champvent et semble se diriger vers Essert où elle rejoint celle de la Brine. Elle correspond à la zone molassique synclinale déjà repérée par électricité (voir carte des sondages) et par gravimétrie (J.P. Burri).

#### d) *L'axe lourd de Vuiteboeuf–Grandson*

L'anomalie positive de cet axe débute sur la rive E de l'Arnon, entre La Mothe et Vuiteboeuf, où affleurent les calcaires valanginiens. Elle se poursuit vers l'E par le plateau d'Orges et de Giez jusqu'à Grandson. Quelques réactions négatives affectent transversalement ce plateau. Elles interrompent ainsi la continuité de l'anomalie positive pour aller rejoindre celle "légère" de la vallée de l'Arnon. Les interruptions se situent respectivement à l'W de Grandson, de Giez et d'Orges. L'interprétation géologique de cette succession de "lourd" et de "léger" présente quelques difficultés. En effet, toutes les réactions positives autour de Grandson, de Giez et au NE d'Orges tombent sur des affleurements de Molasse. Il paraît par conséquent normal d'attribuer cet excès de masse à la Molasse, qui est plus dense que la moraine environnante. Mais quoique admissible, cette explication ne paraît pas être à elle seule très satisfaisante. D'une part, parce qu'aucun des sondages électriques n'a révélé une couverture morainique particulièrement épaisse dans ces zones. D'autre part, l'étude électrique par sondages a déjà montré que tout le plateau d'Orges et de Giez constitue un flanc calcaire soulevé.

La succession d'anomalies lourdes et légères correspondrait donc là à des zones d'enfoncement et de soulèvement du toit des calcaires. La carte des sondages confirme en partie cette hypothèse. En tout état de cause, il est certain que de Vuiteboeuf à Orges l'anomalie positive traduit l'effet du soulèvement des calcaires. Depuis Orges jusqu'à Grandson, il y a probablement combinaison des réactions superficielles (Molasse–moraine) et profondes (calcaires–Molasse).

#### e) *La zone positive de Vugelles–La Mothe*

Nous avons isolé, sur la carte Résiduelle, cette anomalie lourde de l'ensemble de la réaction positive qui recouvre le plateau d'Orges. Elle suit la rive E de l'Arnon depuis Vugelles jusqu'à Novalles en décrivant un arc passant par Longeville (W d'Orges). Manifestement, ce "lourd" correspond à l'écroulement de la "Crochère" (voir carte géologique). Celui-ci vient du reste couper brusquement l'anomalie négative de la vallée de l'Arnon, de son prolongement à l'W de Novalles.

f) *La zone négative de la vallée de l'Arnon, au S de Fiez*

Elle s'étale dans la vallée de l'Arnon depuis 1 km à l'E de Fiez jusqu'au voisinage de Novalles où elle bute contre l'anomalie positive de l'écroulement de la "Crochère". Elle se dirige alors vers Fontaines, comme pour contourner cet obstacle et reprend ensuite à l'W de Novalles.

Les sondages exécutés dans cette partie de la vallée et notamment les No 78 et 79 révèlent une importante couverture quaternaire (env. 130 m dans le 1er et 15 m dans le 2e). Le no 79 a atteint les calcaires à 90 m env.. le No 78 ne les a pas touchés. (Voir carte structurale.) Cela permet de supposer que la surépaisseur du Quaternaire et l'enfoncement des calcaires dans la vallée molassique de l'Arnon et à l'W de Fiez, ont contribué ensemble à provoquer ce déficit de densité.

g) *L'axe lourd de Villars-Burquin – Le Repuis*

Cet axe constitue la grande surprise de la présente étude gravimétrique. En réalité, l'étude par sondages (carte structurale) le laissait entrevoir, mais notre attention ne fut pas attirée sur lui. De Villars-Burquin, l'axe se dirige sur Fiez avec une direction à peu près N–S. Puis son orientation devenant NW–SE, il traverse la vallée de l'Arnon pour se diriger vers du lieu dit Le Repuis, entre Grandson et Corcelettes. Nous avons cherché à expliquer l'origine de cette anomalie en implantant un long sondage de vérification à 500 m à l'E de Fiez. Il atteint les calcaires à 60 m de profondeur environ. Par contre le No 79 (cote de surface 35 m plus haut vers le Jura) les a touchés à 80 m. Il y a donc effectivement une remontée du calcaire à Fiez. Le flanc E de ces calcaires serait alors affecté d'une faille importante qui expliquerait le resserrement excessif des isanomaes de Bouguer qui le longent.

h) *La zone négative de l'Arnon à Champagne*

Cette anomalie a une forme très semblable à celle située au S de Fiez. Elle s'étend depuis l'embouchure de l'Arnon jusqu'à l'W de St-Maurice, couvrant toute la zone des graviers alluviaux. Son origine est par conséquent liée en premier lieu à ces dépôts.

i) *La zone positive de Bonvillars*

Elle est liée directement aux calcaires du flanc du Jura qui s'avancent vers le lac jusque derrière Onnens. Elle s'étend à l'W sur les contre-pentes de Champagne et occupe au S toute la dépression actuelle comprise entre cette localité et Onnens. Les résultats du trainé AB = 40 m confirment en partie ces constatations. (Voir chap. élec.)

k) *L'axe léger du NE d'Onnens*

Cette anomalie de direction presque perpendiculaire au Jura, étonne par sa faible largeur. Le resserrement des isanomaes sur ses bords laisse penser que les masses légères remplissent un espace ressemblant à une vallée étroite.

Les sondages exécutés au début de l'étude dans cette zone rencontrèrent en fin de ligne des terrains résistants que nous avons attribués alors à une remontée probable des calcaires. Nous n'avons pas voulu nous prononcer définitivement, à ce moment, sur cette possibilité en attendant les résultats de l'étude gravimétrique. Il s'avère actuellement que les terrains résistants signalés par les sondages No 115 et 116 représentent des graviers profonds, tandis que ceux des sondages 114 et 105 seraient probablement les calcaires de l'anomalie positive de Bonvillars qui s'avance dans leur direction.

Un sondage profond No 126 (AB = 900 m) de vérification exécuté selon l'axe de l'anomalie négative, rencontra d'abord une grande épaisseur (env. 40 m) de moraine, puis des résistivités plutôt caractéristiques des graviers (70 m.), sans toucher la Molasse. Si les mesures étaient faites dans de meilleures conditions, c'est-à-dire si les électrodes A et B étaient toujours restées exactement dans l'axe de l'anomalie sans empiéter sur les zones positives, les valeurs de résistivité permettraient de supposer que cet axe correspondrait au lit d'un ancien cours de l'Arnon.

Ceci n'est pas étrange car du point où l'anomalie négative atteint le lac de Neuchâtel, les courbes bathimétriques dessinent la trace d'un ancien delta lacustre. Le trainé sur le lac révéla d'ailleurs des dépôts graveleux à cet endroit. Nous développerons plus loin (Voir trainé lacustre) l'hypothèse d'un écoulement probable de l'Arnon précisément par la zone qu'occupe l'anomalie négative.

l) *L'axe lourd de Corcelles*

Il présente la même allure que l'axe négatif du NE d'Onnens. Cela suppose l'existence d'une relation génétique entre eux. Dans ces conditions, l'allure de l'axe négatif d'Onnens n'est pas due uniquement à l'érosion, mais aussi à une cause structurale.

Un long sondage (127) implanté le long de l'axe lourd de Corcelles rencontra de la moraine graveleuse ( $\sim 5$  m), des graviers ( $\sim 30$  m), de la Molasse ( $\sim 70$  m) et enfin des calcaires à 110 m de profondeur environ.

m) *L'axe léger de Concise*

C'est en quelque sorte le symétrique de l'axe négatif du NE d'Onnens par rapport à l'axe lourd de Corcelles. Le sondage de vérification (No 128) entrepris le long de l'anomalie négative de Concise ne signala pas de calcaires jusqu'à AB = 900 m. Il rencontra d'abord des résistivités caractéristiques des limons ou des argiles ( $18 \Omega.m.$ ), puis celles généralement attribuées aux moraines argileuses (40–50). Il ne put être poussé plus profondément à cause de la voie ferrée. Ainsi, en tenant compte du sondage No 126, qui lui aussi n'a pas rencontré les calcaires, l'existence d'une remontée calcaire à Corcelles se confirme.

#### 4. *Conclusions*

L'étude gravimétrique a permis de se rendre compte de la complexité de la partie N du pied du Jura vaudois. Face à cette complexité, la combinaison de la gravimétrie et de "l'électricité" s'est révélée extrêmement utile et même indispensable pour lever les équivoques. En effet, les sondages électriques ne peuvent pas toujours s'interpréter univoquement. Grâce aux résultats gravimétriques, il est ainsi possible d'éviter de graves erreurs d'interprétation.

Nous exposerons les conclusions tectoniques de la présente étude gravimétrique dans le chapitre de synthèse.

## TROISIEME PARTIE

### Etude hydrologique

#### Analyse chimique des eaux des sources

#### 1. Introduction

Telles les méthodes géophysiques, l'analyse chimique des eaux des sources peut aussi fournir des indications précieuses sur la nature pétrographique des roches réservoirs et aider ainsi à résoudre les problèmes géologiques.

Dans ce but, une centaine de sources situées toutes dans la région comprise entre l'axe Tuileries—La Mothe et la Raisse ont été étudiées. Toutes les autres émergences se trouvant au S de cet axe font actuellement l'objet d'une étude entreprise par M. Petch, dans le cadre de sa thèse sur la plaine de l'Orbe et son bassin d'alimentation. C'est dire que les résultats que nous exposerons ici, seront partiels et limités. Ils ne permettent pas de tirer des conclusions hydrologiques définitives. En effet, ces sources ont été suivies par observations et analyses seulement durant la période s'étalant du début Juillet au début Novembre 1967.

M. J. Mautner, géologue chargé de dresser l'inventaire des sources du canton de Vaud nous a très aimablement communiqué les résultats de ses observations sur ces mêmes sources durant l'année 1966. Il fut ainsi possible d'établir une moyenne des débits et des températures enregistrées au courant des années 1966—1967.

#### 2. Analyse de l'eau et classification des sources

Au laboratoire, les analyses que nous avons effectuées, portent sur le PH, l'alcalinité, la duresse totale, les cations  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ , les anions:  $\text{SO}_4^{--}$  ·  $\text{Cl}^-$  et la conductivité électrique de l'eau.

Tous les résultats figurent sur une carte des sources que nous allons commenter en nous basant d'abord sur le critère de la conductivité électrique.

$$\text{Conductivité électrique} = \frac{1}{\text{Résistivité}}$$

La conductivité électrique d'une eau représente la plus ou moins grande facilité que possède cette dernière à conduire le courant électrique à 25°C. (20°C selon J. Rodier, 1966).

$$K_e = \frac{C \cdot T'}{R} \text{ en "moh} \cdot \text{cm"}$$

$$c = \text{Constante de cuve} = \frac{R \cdot K_e \text{ (connue)}}{T' \text{ (connue)}}$$

R = Résistance lue sur un appareil à zéro

T' = Facteur numérique de correction température

La résistivité d'une eau est l'inverse de sa Conductivité:

$$\frac{1}{K_e} = \frac{R}{C \cdot T'}$$

Elle s'exprime en ohm. cm

L'étude du paramètre Conductivité a permis de grouper les sources en quatre grandes catégories:

#### a) Les sources à forte conductivité env. $10^{-4}$ moh. cm

Elles émergent dans les zones éluviales à limons fins. Contrairement à ce que l'on pouvait attendre, leur débit, quoique ne dépassant guère une moyenne de 15 l/m (littres/minute) par source, demeure supérieur à celui des sources environnantes sortant de la Molasse ou des graviers et dont la moyenne se situe autour de 10 l/m. Ce groupe se rencontre surtout dans la région comprise entre Grandson et l'Arnon et s'étendant de la Chaux à Corcelettes.

b) *Les sources à conductivité s'échelonnant entre  $75.10^{-5}$  et  $80.10^{-5}$  moh. cm.*

Cette catégorie se manifeste le plus souvent dans les zones molassiques ou à l'approche de celles-ci. C'est le cas par exemple, de toutes les émergences qui viennent sourdre autour de Giez, dans les bas de Grandson et à Onnens même, où l'on signale la Molasse à faible profondeur. L'uniformité des conductivités de ces sources est surtout remarquable à Giez et Onnens. Or, quelques conductivités obtenues au pied de la colline de Grandson, côté E, et en particulier tout près des affleurements molassiques du Chattien supérieur possèdent aussi le même ordre de grandeur que celles de Giez. Partant de la constatation qu'il existe une relation entre la conductivité électrique de l'eau et la roche réservoir, on est tenté de conclure à la similitude des roches réservoirs de Grandson, de Giez et d'Onnens. Nous reviendrons sur ce problème dans le paragraphe des conclusions géologiques (Chap. de synthèse).

c) *Le groupe des sources à conductivité voisine de  $55.10^{-5}$  moh. cm.*

Il caractérise les zones graveleuses de Grandson, de Novalles, de Champagne, de Corcelles et de Concise. Leur débit est généralement très fort, de l'ordre de 1000 l/m. Tel est le cas par exemple des sources communales de Grandson à Novalles et les puits de "La Nationale" à Champagne, creusés dans les sables et graviers de l'Arnon. Les eaux des moraines graveleuses situées à l'W d'Onnens, à Corcelles et à Concise, donnent aussi des conductivités du même ordre  $\sim 55.10^{-5}$  moh. cm.

d) *Sources à conductivité généralement inférieure à  $42.10^{-5}$  moh. cm.*

Ce sont les sources provenant des calcaires. Ainsi, les eaux recueillies à la Raisse, dans la Dia, au N de Concise, à Bonvillars et à La Mothe, montrent une faible conductivité électrique. Toutes ces eaux jaillissent directement des calcaires du flanc du Jura. Des débits énormes et très variables caractérisent les émergences qui paraissent avoir une relation avec des accidents tectoniques majeurs. Tel est le cas par exemple des sources de la Raisse et la Lance qui se situent sur la faille du Mont-Aubert. Cela ne saurait toutefois diminuer le rôle important que jouent les Karsts du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur dans l'acheminement et la collecte de ces eaux (Sources du Chambion).

Quant aux sources sortant des calcaires à Bonvillars et St. Maurice, leur localisation résulte de causes géologiques qui diffèrent de celles des sources vauclusiennes (La Raisse, Chambion). Les Marnes d'Hauterive forment ici en profondeur un écran imperméable emprisonnant les eaux des Karsts du Valanginien et du Jurassique supérieur (fig. 10). Ces émergences ne seraient alors que des exutoires de "trop-plein" du réservoir calcaire. Au SW de St. Maurice, au lieu dit "Les Iles", quelques points d'eau situés entre les Marnes d'Hauterive et les calcaires valanginiens, jaillissants seulement au printemps, possèdent très probablement une alimentation de ce genre.

Il convient par conséquent de ne pas perdre de vue les possibilités hydrologiques des calcaires valanginiens et jurassiques.

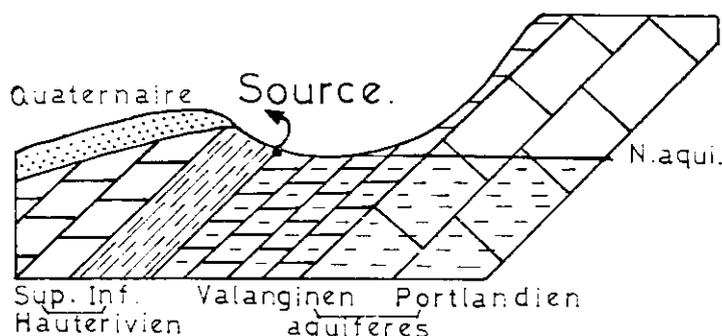


Figure 10

e) *La dureté permanente et la teneur en  $Ca^{++}$ , comme autre critère de classification des sources*

La classification précédente présente a priori l'inconvénient de n'être basée que sur les mesures de conductivité électrique. Le titrage du calcium et de la dureté permanente n'infirment cependant pas la validité de cette classification. Au contraire, ils la renforcent.

Ainsi, le premier groupe de sources apparaît comme très calcaire avec des teneurs en  $Ca^{++}$  supérieures à 160 mg/l (milligrammes/litre). Cela s'explique par le fait que les eaux circulent plus lentement dans les terrains à grains fins. La dissolution devient plus importante et la concentration des ions plus forte.

Dans le deuxième groupe, cette teneur n'est que de 135 mg/l en moyenne. Elle tombe entre 100 et 110 mg/l dans le troisième, et devient inférieure à 80 mg/l dans les sources du 4ème groupe, à alimentation calcaire.

Les résultats obtenus pour la dureté permanente confirment ces conclusions (Teneur en sels de  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{Mg}^{++}$  des  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{--}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ).

Il aurait été possible de pousser la comparaison et la vérification encore plus loin avec les autres anions ou cations. Nous avons cependant retenu la conductivité électrique, la teneur en  $\text{Ca}^{++}$  et la dureté permanente comme critères de classification plus sûrs et moins influençables par les contaminations superficielles, contrairement aux anions  $\text{Cl}^-$  et  $\text{SO}_4^{--}$ .

### 3. Profil de conductivité le long de l'Arnon

L'analyse d'échantillons d'eau prélevés à des intervalles plus ou moins réguliers tout au long de l'Arnon, dans le but de déceler des alimentations latérales importantes, montre que la conductivité reste caractéristique des eaux d'origine calcaire tout le long du parcours. Dans l'ensemble, on note une diminution progressive et régulière de la conductivité à mesure que l'on remonte l'Arnon jusqu'à la source de La Mothe qui jaillit des calcaires. Cette diminution progressive peut s'expliquer par le fait que l'eau devient de plus en plus fraîche et moins polluée, à mesure que l'on s'approche de la source. La variation régulière de la conductivité se trouve cependant perturbée de part et d'autre du ruisseau de Fiez. A l'W de celui-ci, on note une augmentation de la conductivité due probablement à une alimentation molassique provenant de la rive S de l'Arnon. (Voir fig. 11.)

Du côté E par contre, la perturbation se traduit par une nette diminution de la conductivité, ce qui laisse supposer le concours d'une alimentation calcaire entre Fiez et Champagne. Or précisément, c'est dans cette zone que se situe le soulèvement calcaire de Villars-Burquin—Le Repuis, révélé par l'étude gravimétrique. Le ruisseau de Fiez constitue une alimentation provenant de cette zone. Il est intéressant de signaler enfin, qu'à Fontaines jaillit une source à très fort débit, présentant une conductivité caractéristique des eaux émergeant des calcaires. Il est très probable qu'elle est liée à un accident affectant le soulèvement calcaire présumé de Fiez.

Sur la carte des sources figurent toutes les sources étudiées, l'annexe 1 en donne les analyses chimiques.

### "Trainé lacustre"

Avant d'aborder la synthèse générale de toutes les informations obtenues, soit par l'observation géologique, soit par l'étude géophysique, ou l'analyse chimique des eaux des sources, voici encore quelques résultats de "trainé lacustre" entrepris sur le lac de Neuchâtel.

Ces études auxquelles nous avons pris part, ont été effectuées par l'Institut de géophysique de Lausanne, dans le but de repérer des amas graveleux sous-lacustres.

#### A. Principe du "Trainé lacustre"

Durant l'Automne 1966, toutes les rives vaudoises du lac de Neuchâtel, ont fait l'objet d'une prospection électrique par "trainé", avec différentes longueurs d'émission AB.

Le principe de cette technique et les méthodes de calcul de la résistivité restent les mêmes que dans le cas du "trainé" sur terre. Seuls le repérage du point de mesure et le moyen de locomotion diffèrent. Tous les appareils sont installés dans un bateau qui "traîne" des câbles électriquement bien isolés. Ces derniers sont maintenus en surface par des flotteurs qui assurent en même temps leur extension. Un tel dispositif permet au circuit électrique de se fermer toujours par l'intermédiaire du sol, à condition que l'épaisseur de la couche d'eau ne soit pas supérieure à la profondeur d'investigation effective des lignes de courant. Dans le cas contraire, le circuit se ferme par la couche d'eau et c'est seulement la résistivité de cette dernière que l'on mesure.

La masse liquide se trouvant sous le dispositif de mesure est donc assimilée à un terrain de résistivité constante (environ 45  $\Omega$ .m.) superposé aux terrains sous-jacents du fond lacustre. Le paramètre électrique que l'on mesure est alors une résistivité apparente. Pour obtenir le  $\rho$  vrai des formations, il est possible de transformer les résultats du trainé lacustre (avec différents AB) en une courbe de sondage électrique à deux ou plusieurs terrains et où l'on connaît l'épaisseur et la résistivité réelle du premier (tranche d'eau).

Le report des résultats sur carte dépend surtout du repérage du point de mesure. Ce dernier se déduit de la position du bateau, définie par télémètre à partir de la rive, par rapport à un repère fixe.

## 2. Résultats des mesures

Le professeur C. Meyer de Stadelhofen a tracé les courbes d'équirésistivité de cette étude. Nous en retenons les résultats en  $AB = 100$  m qui viendront compléter ceux que nous avons obtenus sur terre avec la même longueur de ligne. Nous donnons ci-dessous notre interprétation personnelle de ces courbes :

Depuis la frontière Neuchâtel-Vaud, jusqu'à environ 300 m avant la Dia, le fond du lac est envahi par un front résistant ( $> 120 \Omega.m.$ ), à contours réguliers. Il s'agit là indiscutablement de l'effet des calcaires urgoniens du Jura qui viennent plonger dans l'eau, justement dans cette zone. Le fond lacustre résistant s'interrompt en face de La Lance, d'une manière nette et rapide, laissant place à une zone conductrice. Celle-ci correspond au synclinal molassique de La Lance. (Voir chap. Conclusions tectoniques.)

Entre Concise et la Dia, une nouvelle zone résistante ( $80 \Omega.m.$ ) apparaît. Elle s'étend au fond du lac sous forme d'un éventail représentant le reste d'un ancien delta.

Plus au S, entre Corcelles et Onnens, après une brève interruption, réapparaissent les zones résistantes pour s'étaler de plus en plus jusqu'à atteindre celles définies par le cône graveleux actuel de l'Arnon. Celui-ci occupe le bord du lac sur  $1/2 \text{ km}^2$  environ. Les secteurs définis par les  $\rho_a > 120 \Omega.m.$  et  $\rho_a > 80 \Omega.m.$  révèlent une ancienne direction NE d'écoulement des eaux. Les dépôts graveleux les plus importants se trouvent ainsi rejetés dans cette direction.

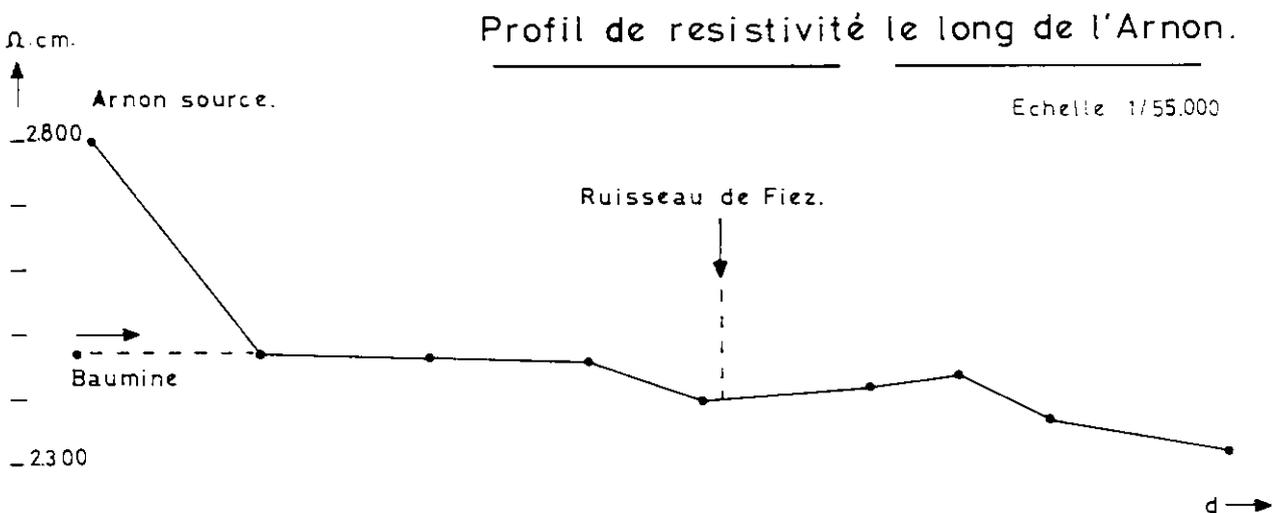
A propos de cette déviation d'écoulement, il paraît probable que les dépôts sous lacustres situés entre Onnens et Corcelles et entre Concise et la Dia, correspondent à d'anciens deltas formés par des embranchements de l'Arnon, ou par l'Arnon lui-même. Depuis Champagne, les eaux se seraient écoulées vers le NE, en empruntant la dépression derrière Onnens pour rejoindre le lac une fois par Concise, et une autre fois par Corcelles. L'étude gravimétrique semble confirmer cette dernière possibilité.

Dans la morphologie actuelle, il existe des zones déprimées qui auraient été le siège de ces écoulements. Par ailleurs, le trainé en  $AB = 40$  m a révélé des dépôts graveleux en quelques points de la vallée morte d'Onnens.

Il est d'autre part, invraisemblable que ces dépôts soient dûs aux petits ruisseaux qui aboutissent de nos jours à ces points du littoral, pas plus d'ailleurs que par la Dia. Cette dernière est en effet issue d'une source vaclusienne et son parcours sur terre ferme, avant d'atteindre le lac, est très court.

Depuis le cône de l'Arnon, jusqu'à Yverdon, la résistivité vers le rivage tombe à moins de  $40 \Omega.m.$  et se stabilise en face de la Thielle à des valeurs de limons comprises entre 15 et  $20 \Omega.m.$

Ces quelques résultats ont été obtenus par une exploration sous-lacustre rapide, sur une distance variable depuis le rivage, et conditionnée par une profondeur maximum de l'eau de 30 m. Audelà de cette profondeur, c'est seulement la résistivité de l'eau que l'on mesure avec un dispositif de  $AB = 100$  m. Il est évident que si l'on désire étudier des structures géologiques plus profondes, le "trainé lacustre" promet, comme celui sur terre, de grandes possibilités d'investigation, pourvu que l'on utilise des longueurs de ligne appropriées au but recherché. Rien ne s'oppose par ailleurs, à ce que des sondages électriques puissent être exécutés sur un lac. La seule difficulté qui pourrait surgir est uniquement d'ordre technique.



Figur 11

## QUATRIEME PARTIE

### Chapitre de synthèse

Après avoir passé en revue les différentes méthodes d'investigation utilisées, et après avoir pris connaissance des résultats et des possibilités que chacune d'elles offrait, nous allons essayer dans ce chapitre, d'en tirer les conclusions qui nous paraissent logiques et conformes aux informations obtenues.

#### 1. Conclusions géologiques

Du point de vue géologique, la région étudiée du pied du Jura présente l'allure d'un croissant molassique adossé contre les premiers contreforts du Jura au N et le plateau calcaire de Agiez-Bofflens au S.

La plaine alluviale de l'Orbe et la colline crétacique du Chamblon, en occupent la partie centrale concave. La branche N de ce croissant débute à la Lance à l'endroit où les calcaires du Jura atteignent le lac de Neuchâtel. Elle remonte ensuite vers l'W, entre le Mont Chamblon et le Jura en suivant la vallée de l'Arnon, jusqu'à Baulmes. Là, elle s'arque pour former la branche S. Celle-ci suit alors une limite passant par Sergy-Montcherand-Agiez et au-delà par Pompaples.

Les extensions N, W et SW du croissant, ainsi définies, suivent par conséquent le contact Molasse — calcaire. Les calcaires urgoniens de la colline de Furtille, de Rances et d'Orbe qui surgissent brusquement au milieu d'un paysage molassique régulier, représentent des apparitions accidentelles (Rances, Furtille) ou des bombements locaux (Orbe) replongeant rapidement en profondeur.

Comme nous l'avons vu au chapitre des sondages électriques, la partie de notre étude concernant la Molasse a révélé l'existence de quatre zones d'affaissement ou synclinales. La plus importante se trouve être celle des marais de Rances où le toit des calcaires fut rencontré à plus de 450 m. de profondeur. La moraine est ici très épaisse (env. 200 m.).

Dans la partie S de notre région, entre la Brine et le Nozon, la Molasse est représentée selon les endroits, par différents faciès du Chattien. Dans la région d'Arnex par exemple, les Marnes versicolores et les Gompholites qui forment la base de la série prédominent. A Sergy, les Calcaires d'eau douce inférieurs (!) d'une part, les Grès de Method et les calcaires bitumineux d'autre part, indiquent que la série molassique demeure toujours chattienne.

Au S de Baulmes, les quelques 10 m. de calcaire marneux qui affleurent dans un paquet de marnes rouges à grains fins de quartz roulés (mélange rappelant beaucoup le sidérolithique), appartiendraient au Sannoisien. Schardt (1883) a signalé des calcaires lacustres de cet âge sur les flancs de l'anticlinal d'Orbe.

Dans le synclinal de Baulmes même, le sondage No 122 a révélé que la Molasse occupe en profondeur toute la zone du cône sous une épaisse couverture de graviers.

A l'E de la colline de Furtille, le Chattien inférieur s'étend jusqu'à Champvent, puis disparaît sous Villars et Montagny.

Dans la zone comprise entre la Brine-Montagny et l'Arnon H. Jordi et R. Bertschy attribuent la Molasse de Giez, d'Orges et celle des ravins de la Brine, à l'Aquitaniens. Nous n'avons aucun critère paléontologique contredisant cette hypothèse. Remarquons cependant, qu'après avoir pris connaissance des résultats de l'étude géophysique dans la région, la présence d'un tel étage paraît surprenante. Il est maintenant établi en effet, que toute la zone comprenant le plateau d'Orges fut soulevée et que les calcaires ne sont qu'à 50 m. de profondeur à 500 m. à l'W d'Orges même (où la Molasse du village est attribuée à l'Aquitaniens) et à 120 m. de profondeur environ au S de Giez. Il est par conséquent peu probable que toute la série chattienne plus l'Aquitaniens ne fassent que 120 m. d'épaisseur.

D'ailleurs, du point de vue stratigraphique, la Molasse de cette région ne possède pas de bancs massifs tels qu'on les connaît dans l'Aquitaniens, soit dans le plateau suisse ou même tout près du pied du Jura, au point de confluence du Buron et du ruisseau d'Epauthères. Il s'agit ici plutôt d'un faciès sableux, glauconieux et souvent très plaqueté. Les passées argileuses sont encore très fréquentes. Cela s'observe clairement à l'entrée S du village de Giez.

D'autre part, les conductivités des eaux des sources du Giez et d'Onnens (voir chap. sources), ont permis d'établir une analogie entre la nature pétrographique des terrains réservoirs de celles-ci et ceux des sources de Grandson émergeant près des Marnes à gypse du Chattien supérieur.

Tout ceci permet de supposer, que ce qui a été pris pour de l'Aquitaniens, représente tout au plus une zone de passage entre Chattien et Aquitaniens, formée d'un complexe argilo-sableux.

#### Remarque

L'étude par résistivité électrique (AB = 100 m.) a aussi montré que les terrains molassiques, considérés à Giez et Orges comme aquitaniens, présentent les mêmes résistivités (30 à 35  $\Omega.m.$ ) que les Marnes à gypse du Chattien supérieur. Mais, nous ne pouvons nous baser sur ce critère de résistivité pour affirmer l'absence de l'Aquitaniens dans cette zone, car, il est possible que ce dernier soit moins massif et plus argileux (et par conséquent moins résistant) au pied du Jura que près des Alpes. En effet, les sédiments deviennent de plus en plus fins dans la mer molassique à mesure que l'on s'éloigne du rivage alpin.

## 2. Conclusions tectoniques

Nous avons vu, en esquissant la carte structurale du toit de l'Urgonien, que notre région est formée d'une succession de zones de soulèvement et d'affaissement occupées par la molasse. Dans ce chapitre, nous allons examiner une à une, sur la carte structurale, ces unités tectoniques et nous essayerons de dégager les différents accidents qui leur sont liés.

### A. Le plateau calcaire de Bofflens

A l'E de Croy et de Bretonnières, parallèlement à la vallée de Fontaine Vive et à l'E de celle-ci, se rencontre une zone où les isobathes bathymétriques s'espacent plus qu'ailleurs. Elle se prolonge au N de l'Orbe par une bande passant entre la Russille et Sergy. Nous avons remarqué précédemment (chap. électricité), que cette même zone se caractérise du point de vue électrique par des résistivités supérieures à  $400 \Omega \cdot m$ . Il s'agirait d'une dorsale calcaire flanquée à l'E et à l'W par des zones affaissées. Au N de l'Orbe, celle-ci semble séparer deux sortes de dépôts quaternaires. A l'E, la région de Montcherand se distingue par l'abondance des dépôts glaciaires graveleux à éléments grossiers. A l'E et jusqu'à Ligne-rolle, on rencontre au contraire des dépôts périglaciaires fins tels que sables et limons.

Il est possible que cette dorsale ait constitué un obstacle derrière lequel se sont accumulés les dépôts du front des glaciers.

### B. Le bassin molassique de Baulmes — Rances — Orbe

Ce bassin débute à la limite S du cône de Baulmes et s'étend au S de l'Orbe jusqu'à la hauteur d'Agiez. Vers le N, il se prolonge en réalité sans discontinuité par le synclinal de Baulmes proprement dit (entre Baulmes et la colline de Furtille). Mais, vu la complexité de ce dernier, il est préférable de le traiter à part.

L'accident le plus important qui caractérise le bassin molassique de Baulmes — Rances — Orbe est de toute évidence, la faille que D. Aubert a tracée depuis Orbe jusqu'à Rances et de là à Baulmes. Les sondages électriques exécutés de part et d'autre de cette faille montrent que le bassin est bel et bien bordé à l'E par un accident majeur. Ceux implantés à l'E de la route cantonale Rances — Baulmes rencontrèrent les calcaires à des profondeurs relativement peu importantes. Les sondages No 37 et 36 par exemple, ont touché le substratum calcaire respectivement après 3 m. et à 70 m. A l'W de la route, aucun sondage de  $AB = 400$  m. n'a atteint ces calcaires. Il a fallu utiliser une plus grande ligne d'émission  $AB = 1600$  m. pour les atteindre à 460 m. de profondeur environ. En tenant compte d'une certaine marge d'erreur, nous pouvons estimer le rejet vertical de cet accident à quelques 300 m.

Dans son ensemble la trace de la faille correspond à peu de chose près à celle supposée par D. Aubert, sauf aux extrémités N et S de l'accident où la présente étude conduit à des tracés différents. Vers le S. la direction de la faille peut se suivre par sondages depuis Rances jusqu'à l'approche de la colline d'Orbe dont elle longerait le flanc W.

#### Remarque

M. Petch (1970), qui a étudié de plus près cette faille, dans la ville d'Orbe même, démontre que l'accident passe en effet à l'W de l'anticlinal et non à l'E de celui-ci.

L'extension de la faille au S d'Orbe sort de notre région d'étude. Toutefois, il est à remarquer qu'au S d'Arnex, dans le ruisseau des Vaux, l'étude électrique signale les calcaires à quelques 10 ou 15 m. de profondeur sous la Molasse.

Au N de Rances, les sondages du synclinal de Baulmes proprement dit, ne révèlent aucune trace d'une prolongation éventuelle de la faille derrière le village de Baulmes. Pour cette raison, on peut admettre que l'accident contourne la colline de Furtille et ne s'en détache pas.

Le flanc W du bassin Baulmes — Rances — Orbe pose lui aussi des problèmes d'interprétation:

En électricité, il se caractérise par un passage brutal des valeurs de faibles résistivités à d'autres beaucoup plus fortes. Deux explications sont possibles:

- Ou bien le flanc du Jura à cet endroit accusait au départ un affaissement auquel est venu s'ajouter un accident qui amena les calcaires plus bas.
- Ou bien nous avons affaire à un flanc synclinal qui plonge très fortement en profondeur (voir fig. 12).

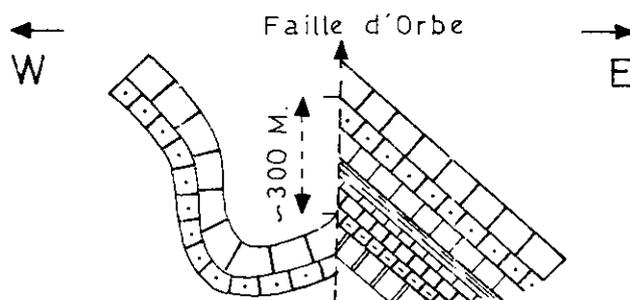


Figure 12

Cette dernière éventualité semble la plus probable et ceci pour plusieurs raisons:

I) D'abord, la régularité des pendages du flanc calcaire entre Lignerolle et Montcherand n'indique pas la présence d'une rupture brutale ( $25^{\circ}$  à Lignerolle,  $15^{\circ}$  à la Russille et  $10^{\circ}$  à Montcherand). A l'approche d'Orbe, les calcaires s'enfoncent en forme synclinale puis remontent pour former l'anticlinal urgonien. Les sondages No 120, 22, 24 et 23 grossièrement alignés de Montcherand à l'extrémité N de la colline d'Orbe, atteignent les calcaires respectivement aux cotes suivantes: 486 m., 461 m., 410 m. et 490 m. Ces valeurs accusent nettement une forme synclinale.

II) Dans les gorges de l'Orbe, sous Agiez, aucune trace d'accident n'est visible. Pourtant, d'après les résultats des sondages, le synclinal molassique d'Orbe se prolongerait au S jusqu'à 1 km de la boucle que dessine la voie ferrée d'Arnex. Immédiatement au S de cette limite, les sondages No 5 et 6 atteignent les calcaires. Ceci prouverait que le synclinal s'estompe avant d'arriver à l'endroit où passe la voie ferrée. Du reste, les pendages de la Molasse indiquent, dans cette région, une disposition synclinale.

III) Au S de Baulmes, le Valanginien possède de forts pendages ( $80^{\circ}$  E). L'escarpement du flanc, qui s'observe sur la carte structurale, ne saurait par conséquent surprendre.

Ainsi, tout le bassin se présente comme un long synclinal faillé sur sa bordure E et très encaissé du côté de son bord W, de Baulmes au ruisseau de Rances. A partir de là, le flanc W devient régulier et plonge calmement vers l'E jusqu'à l'extrémité S du bassin. La possibilité de l'existence d'une cassure affectant sa bordure W, de Baulmes à Sergy n'est cependant pas exclue.

Avant de quitter cette zone, il est intéressant de signaler deux petits accidents transversaux à ce synclinal. Le premier se trouve dans le ruisseau de Rances où les Calcaires d'eau douce inférieurs affleurent au même niveau que les Grès de Mathod. La rive SW du ruisseau aurait donc subi un soulèvement, tandis que la rive NE se serait abaissée. Cette hypothèse est vérifiée par les sondages No 31, 29 et 30 qui, étant presque à la même altitude, rencontrent les calcaires, le premier à la cote 571 m., les deux autres à la cote 475 m.

Le second qui, lui aussi, remonte la partie S et abaisse la partie N, se rencontre sous Montcherand. Quatre sondages situés de part et d'autre de la faille vérifient cette hypothèse. Les No 120 et 22 dans la partie S, rencontrent les calcaires aux cotes 486 et 461 m. Les No 21 et 25 les touchent aux cotes 439 et intérieur à 430 m., dans le compartiment N.

### C. Le synclinal de Baulmes

Il occupe la dépression comprise entre la colline de Furtille et le village de Baulmes. Le sondage No 122 qui y a été implanté (AB = 1600 m.) rencontra d'abord de la moraine (~ 3 m.), des graviers (~ 45 m.), puis de la Molasse (~ 200 m.) et enfin les calcaires à 250 m. de profondeur environ. Au S du village, la Molasse du Stampien et peut-être même du Sannoisien (!) (calcaires lacustres) affleure, plaquée contre les premiers bancs oolithiques du Barrémien inférieur. Cet affleurement s'étend vers le N jusqu'à l'habitation située à l'altitude 640 m. (coordonnées 529.800 – 182.350). Devant le garage, on voit encore affleurer les marnes versicolores dans le talus. Le fond du garage serait déjà sur les calcaires jurassiens qui barrent brusquement l'extension de la Molasse vers le N, tout en la remontant vers l'W. La maison serait ainsi construite en partie sur ces calcaires en bancs massifs de direction parallèle au Jura (témoignage du propriétaire). Cette observation bien qu'elle ait été faite par un non-géologue, doit être cependant considérée avec sérieux. En effet, on ne saurait expliquer le grand rejet vers l'W, de la Molasse du S de Baulmes, qui vient ainsi s'aligner sur les calcaires valanginiens du Sépey (N de Baulmes), sans faire intervenir un jeu de failles. Il semble tout à fait logique d'admettre un accident de rejet horizontal et de direction NW – SE qui passerait par l'habitation sus-mentionnée. Son prolongement vers le SE, tombe d'ailleurs exactement sur la trace d'une faille oblique que D. Aubert a relevée dans les calcaires et marnes purbeckiennes de Furtille.

### Allure du synclinal de Baulmes en Profondeur

Les sondages No 122, 46, 47, 49 et 50, exécutés selon un profil depuis la gare de Baulmes jusqu'à la colline de Furtille permettent de supposer que le maximum de profondeur du synclinal (il s'agit seulement de la zone prospectée) se situe à quelques 150 m. à l'E de la gare. Là en effet, le sondage No 122 (AB = 1600 m.) toucha les calcaires à la cote 372 m. Le No 47, plus à l'E, les a atteints à 475 m. et le No 49 à 465 m.

Nous n'avons pas tenu compte des données du sondage No 50, car, la proximité (20 m.) de la colline calcaire de Furtille, aurait certainement influencé les mesures.

Le résultat de tous ces sondages suggère une forme synclinale telle que la représente la figure 13:

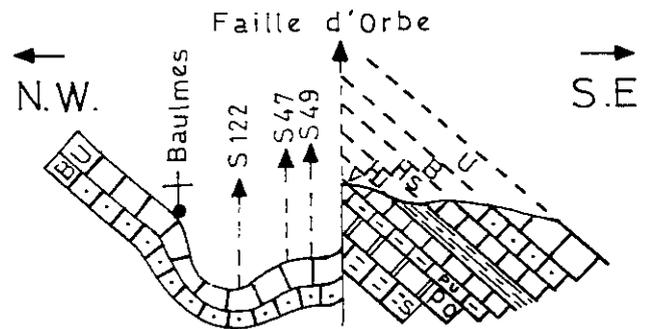


Figure 13

En admettant une épaisseur de 120 m. pour le Portlandien (D. Aubert) et en tenant compte du sondage No 49 (cote des calcaires 465 m.), nous pouvons conclure que l'accident affectant le bord E du synclinal doit mettre en contact la Molasse et le Kimméridgien. Les graviers du cône se trouveraient donc actuellement en face des calcaires protlandiens. (Ce dernier contact n'est pas tectonique à notre avis, mais dû uniquement au comblement d'une cuvette par les dépôts alluviaux du cône).

Les différents contacts cités précédemment joueraient un rôle hydrologique important, comme nous le verrons par la suite.

Aucune trace d'une éventuelle prolongation sur Baulmes de la faille d'Orbe n'a été ressentie par les sondages dans la zone du cône. Or, il semble qu'un accident de la taille de cette faille à grand rejet vertical, aurait dû provoquer des perturbations marquées dans le synclinal, avant de buter contre le Jura. Pour cette raison, il paraît plus logique de l'incurver et lui faire suivre vers l'E, le pied de la colline de Furtille.

Vers le N, le synclinal de Baulmes semble s'écarter, puis passer entre les calcaires valanginiens du Sépey et ceux de la colline du Closel, probablement pour rejoindre la zone synclinale de la Brine.

#### D. Le flanc E de la faille d'Orbe

L'étude géophysique a montré que les calcaires plongent depuis Furtille jusqu'à Rances et se redressent après pour former l'anticlinal d'Orbe. Elle a révélé aussi (Chap. sondages électriques) qu'entre Orbe et Rances, il existe une zone déprimée synclinale. Or celle-ci se trouve en face d'une faille transversale affectant probablement le premier bassin molassique à Montcherand (voir bassin molassique Baulmes — Rances — Orbe). De surcroît, les conclusions de l'étude gravimétrique effectuée par J.P. Burri dans cette zone retiennent particulièrement l'attention. Selon lui, l'axe lourd d'Orbe "pourrait se poursuivre sur 2 km et s'estomper à l'approche de l'anomalie négative de Champvent. Il pourrait aussi, au contact d'une faille, avoir été rejeté d'environ 1 km vers le N, et former l'axe lourd de Rances" (J.P. Burri 31).

L'étude gravimétrique a aussi décelé, par conséquent, une discontinuité entre les deux anomalies positives formées au-dessus d'Orbe et de Rances qui appartiennent pourtant au même flanc calcaire soulevé par la faille d'Orbe. De plus, la discontinuité se situe précisément dans la zone déprimée dont nous présumons l'existence. Deux possibilités s'offrent alors pour interpréter ces constatations:

I) Il pourrait s'agir effectivement d'un rejet horizontal vers le N de l'anomalie positive de Rances par un accident transversal qui serait dans ces conditions celui de Montcherand.

II) On pourrait aussi interpréter ce dispositif par un petit synclinal molassique transversal, affectant le flanc calcaire.

La seconde possibilité semble la plus probable. Car, le sondage No 25, situé dans la zone du rejet supposé, ne signale pas de calcaire vers le NW. La faille d'Orbe demeure du reste rectiligne entre Orbe et Rances.

## E. Le synclinal de Champvent

Dans la région étudiée, ce synclinal, compris approximativement entre Furtille et le Mont Chamblon, s'étend depuis Method jusqu'aux Tuileries. Les sondages qui y ont été implantés montrèrent tous une épaisse série molassique, et n'ont pas atteint le toit des calcaires. La région a été étudiée en 1950 par H. Jordi. Quand on examine sa carte, on est frappé par la direction des failles qui affectent transversalement le synclinal. Certaines semblent converger vers un foyer qui se situerait vers la pointe N de la colline de Furtille. On y distingue deux directions tectoniques différentes :

La faille de Champvent parallèle à celle d'Orbe, appartenant à un régime N—S.

Celle de Montagny et de Villars, parallèles à la faille du Mt-Aubert d'une part, et à celle que nous verrons dans la vallée de l'Arnon d'autre part, appartenant à un régime presque E—W.

A Champvent, les affleurements de calcaires lacustres du Chattien moyen, contournent d'abord le château, puis se dirigent vers le N, forment un coude avant d'atteindre les maisons du village et reprennent après une direction S. Dans le chevron ainsi formé les Grès de Method et les Marnes bigarrées inférieures se trouvent en contact tectonique. C'est à cet endroit que H. Jordi place la faille de Champvent.

En électricité AB = 100 m, il n'est pas possible de séparer ces deux formations qui présentent souvent les mêmes résistivités comprises entre 20 et 25  $\Omega$ .m. Cependant, le tracé des courbes d'équirésistivité dans cette zone, fait ressortir une ligne de partage nette, entre la distribution horizontale des résistivités caractéristiques du Chattien inférieur et celles du Chattien supérieur. Cette ligne coïncide avec la trace de la faille de Champvent et montre le prolongement de celle-ci dans la direction de Vuiteboeuf.

Avant Villars, apparaissent des valeurs de Marnes bariolées inférieures (25  $\Omega$ .m.) qui pointent dans une zone à résistivité de Marnes à gypse supérieures (Chat. sup. 30—35  $\Omega$ .m.). Nous nous bornons à constater avec H. Jordi, qu'il s'agit là aussi de contacts faillés. En effet, nous ne pouvons nous baser sur quelques mesures pour confirmer l'existence de tels accidents. Cependant, l'étude gravimétrique montre que l'anomalie lourde attribuée à l'extrémité NE de la colline de Furtille (voir chap. gravimétrie: Les axes de l'anomalie résiduelle), s'approche jusqu'à l'W de Champvent, en direction de la faille de Villars tracée par H. Jordi. Selon toute vraisemblance, il existe une relation entre cette faille et la réaction positive.

En commentant les résultats du trainé AB = 100 m, nous avons fait remarquer l'existence d'une bande de terrain de résistivité caractéristique du Chattien inférieur (25  $\Omega$ .m.), qui s'étend depuis le NE de Villars jusqu'à Essert. Cette zone conductrice remonte par la suite, la vallée de la Brine jusqu'à la hauteur de Peney. La présence de ces terrains en contact avec des facies que nous avons attribués à la zone de passage Chattien sup.—Aquitaniens, permet de fixer la position de la faille de Montagny le long de cette zone. Le compartiment N serait abaissé par rapport à celui du S.

En examinant la carte structurale, il semble que l'accident se prolonge vers l'W jusqu'à la pointe N de la colline de Furtille. A l'E, il passerait au S de Montagny et se dirigerait sur Yverdon où existe une source thermale, peut-être en relation avec cet accident profond.

Ainsi, pris entre la faille de Montagny au N et celle d'Orbe au SW, tout le flanc monoclinal de Furtille semble avoir subi un soulèvement important.

Enfin, le synclinal de Champvent se poursuit vers le NE par Montagny, puis par les Tuileries et disparaît ensuite sous le lac de Neuchâtel. Un grand sondage AB = 1800 m exécuté par M. Petch, en face des Tuileries n'a pas rencontré de calcaires jusqu'à 450 m de profondeur. Vers le S, le synclinal se dirigerait sur Method.

## F. Le plateau d'Orges

Entre la Brine et l'Arnon, tout le plateau d'Orges, depuis Vuiteboeuf jusqu'à Grandson, accuse un soulèvement important. En effet, nous avons vu dans le paragraphe "Conclusions géologiques" que les calcaires ne sont qu'à environ 50 m de profondeur à l'W d'Orges et à 120 m de Giez. La comparaison des résultats des sondages électriques 75 et 80, situés face à face, de part et d'autre de la vallée de l'Arnon (voir carte structurale), montre ce qui suit :

Le No 75, placé à l'altitude 598 m, sur le plateau d'Orges toucha les calcaires à une profondeur de 90 m. Le No 80, placé au bord même de l'Arnon, à l'altitude de 505 m, ne les a par contre pas atteints.

A Corcelettes, vers le lac, les No 101 et 102 ont touché les calcaires respectivement aux cotes 353 et 357. Le No 99 situé à l'W de la route cantonale, ne les signala pas jusqu'à la cote 291 m. Ces faits laissent supposer l'existence d'un accident suivant en gros le cours de l'Arnon, et qui aurait soulevé les calcaires d'environ 160 m à la hauteur d'Orges-Navalles et de 60 m à Corcelettes. Le panneau ainsi soulevé vers le Jura s'enfonce de plus en plus profondément pour former le flanc W du synclinal molassique de la Brine. A l'E, il disparaît sous le lac dans la région de Grandson-Corcelettes.

## G. Le synclinal de l'Arnon

La zone comprise entre l'Arnon et le Jura forme un synclinal molassique très encaissé et éfilé dans la région de Vugelles-la Mothe où il s'estombe. Ce synclinal est affecté à sa bordure S par une faille à rejet vertical important et dont nous

venons de supposer plus haut la présence le long du cours de l'Arnon.

#### *Conclusions de l'étude gravimétrique relative à ce synclinal*

L'étude gravimétrique montre que la tectonique profonde de ce synclinal est curieusement dominée par des soulèvements du substratum dirigés à peu près perpendiculairement au Jura. Il s'agit notamment des zones à anomalies "lourdes" de Fiez et de Corcelles. L'examen de la Régionale  $d = 2,5$  permet de lever quelques indéterminations.

##### a) *La faille du synclinal de l'Arnon*

Au NW de l'Arnon, les isanomales se resserrent et descendent régulièrement vers la vallée. Elles donnent l'impression que le flanc du Jura s'enfonce rapidement à l'image d'un plan régulièrement incliné. Au SE de l'Arnon, les isanomales s'espacent soudainement. Quelque chose est venu par conséquent interrompre la régularité du flanc calcaire. Or, ce changement de pente coïncide avec la faille de l'Arnon, repérée par sondages. La présence de cet accident paraît donc confirmée.

##### b) *La faille de Fiez*

Au N de Fiez, les isanomales se rebroussement vigoureusement vers le NW et reprennent entre Champagne et Corcelles leur direction initiale, grossièrement parallèle au Jura. Tout se passe comme si elles étaient remontées vers le NW par un accident qui aurait pour direction le Repuis-Villars-Burquin. Il se prolongerait vers le S, à travers le lac, sur Chezeaux où se dessine une anomalie positive (remontée calcaire! ).

##### c) *La faille de Concise*

Au N de Concise, les isanomales dessinent le même phénomène qu'au N de Fiez. Tout se passe comme si ces dernières étaient remontées vers le NW par un accident passant juste au N de Concise, parallèlement à celui de Fiez.

### 3. *Conclusions hydrologiques*

Dans ce chapitre, nous allons essayer de dégager quelques unes des possibilités hydrologiques qu'offre la région étudiée.

#### A. *Hydrologie du Quaternaire*

Par hydrologie du Quaternaire, il faut entendre l'étude des réservoirs aquifères de ces dépôts superficiels. Ceux qui sont susceptibles de constituer des réservoirs naturels importants sont peu nombreux dans notre région. Il en existe dans la zone du cône de Baulmes, des marais de Rances et dans toute la vallée de l'Arnon jusqu'au lac. L'importance de ces dépôts, en épaisseur dans le premier cas, et en extension horizontale dans le second, confère à ces deux régions des possibilités hydrologiques intéressantes.

##### a) *Le synclinal de Baulmes et environs*

En face de Baulmes, environ 40 m de dépôts graveleux reposent contre les calcaires portlandiens. Dans la partie S du cône, ces mêmes graviers sont en contact avec une épaisse série de dépôts glaciaires occupant toute la dépression actuelle des marais de Rances. Or, le fond du synclinal comme celui des marais est en Molasse qui forme en profondeur un horizon imperméable. Il y a donc là une superficie d'environ 3,5 km<sup>2</sup>, comblée sur à peu près 30 m par des dépôts très perméables dans la région du cône; et par d'autres qui le sont moins vers les marais. Cela représente environ  $105 \cdot 10^3$  m<sup>3</sup> de terrain, en principe, avec une porosité comprise entre 20 et 30% pour les graviers du cône et entre 10 et 20% pour les moraines glaciaires.

La capacité d'emmagasinement d'eau paraît ainsi très importante et prometteuse.

Les eaux de ce bassin d'accumulation semblent se déverser au pied de la colline de Furtille. Il existe là un entonnoir ouvert dans la dolomie de la base du Purbeckien (Schardt), où s'engouffrent les eaux du ruisseau sortant des marais de Rances. En 1898, H. Schardt procéda à un essai de coloration à la fluorescéine en ce point. Il établit l'existence d'une

relation certaine entre la colline de Furtille (côté Baulmes) et l'alimentation des sources vauclusiennes de Grange d'Écoppet et du Moulinet, au Mont Chamblon. Or, ces sources possèdent un débit énorme. H. Schardt l'évalue, pour toutes les émergences du Chamblon, à 30.000 l/min en période de hautes eaux et à 10.000 l/min en période d'eaux moyennes.

Pour maintenir un pareil débit, il faut une alimentation constante. Elle est probablement assurée par la nappe phréatique du Quaternaire de Baulmes et de ses environs. Ainsi, le synclinal de Baulmes jouerait le rôle de collecteur d'eau et de réservoir, dont le trop-plein se déverserait dans le réseau karstique de Furtille. Son alimentation proviendrait principalement de la vaste zone remplie de dépôts glaciaires s'étendant entre Baulmes et les marais de Rances. En effet, par le jeu de la faille transversale que nous avons définie au S de Baulmes (voir chap. tectonique), la partie supérieure du cône reposerait déjà sur les calcaires.

#### b) *La vallée de l'Arnon*

Les dépôts alluviaux de l'Arnon se caractérisent par leur discontinuité et leur faible extension. Cela est dû, en partie, aux divagations de la rivière au cours des temps.

La dépression qui s'étale devant Champagne est occupée, à faible profondeur, par des graviers. L'étendue relativement grande de ces derniers amène à supposer qu'ils se sont déposés dans un delta, au moment où le niveau du lac de Neuchâtel dépassait la cote de la dépression actuelle de Champagne. Au S du pont sur l'Arnon, à la Poissine, un affleurement de graviers à stratification oblique et à séquences limoneuses et graveleuses, serait un témoin de ces dépôts deltaïques. La colline molassique située entre Onnens et le pont sur l'Arnon, aurait constitué alors une sorte d'îlot émergé. Elle se trouve en effet actuellement tapissée à sa base (côtés NW et SE) par des graviers.

Lorsque le niveau général du lac a baissé, l'Arnon est venu déposer ses alluvions au bord d'un rivage qui s'étendait de Corcelettes-lac à la gare d'Onnens environ. Enfin, un nouvel abaissement du niveau du lac (état actuel) obligea l'Arnon à se remettre à l'ouvrage et former les dépôts sous-lacustres actuellement encore peu étendus. Il existe ainsi trois cônes imbriqués les uns dans les autres et correspondant à des niveaux différents du lac. Celui qui arrivait à la hauteur de Champagne n'était probablement pas le plus ancien. Car, la terrasse de Novalles-Fiez correspond elle aussi à un niveau du lac de Neuchâtel plus haut et plus ancien.

Les graviers de la vallée molassique de l'Arnon reposent sur un mur imperméable (La Molasse). Ce sont là, par conséquent, des conditions des plus favorables pour la formation d'une nappe aquifère. Malheureusement, la couche de graviers est mince. Dans les cas les plus favorables, ils atteignent 8 à 12 m d'épaisseur, par exemple dans la zone située sous Fiez, au S de Champagne et la Poissine. En général, cette épaisseur est inférieure à 6 m. Cependant l'intérêt hydrologique de ces zones perméables ne diminue pas pour autant. En effet, celles-ci peuvent profiter d'une alimentation bien soutenue d'une part, grâce aux crues de l'Arnon, et d'autre part grâce au ruissellement provenant des pentes imperméables avoisinantes. En effet, sur le flanc SE de synclinal de l'Arnon, la Molasse affleure. Le flanc NW par contre est recouvert en surface par une couche de terre glaise plus ou moins épaisse, surmontée par endroits de moraine graveleuse.

Ainsi tous ces petits paquets de gravier de l'Arnon peuvent constituer de bons réservoirs, mais dont les possibilités hydrologiques sont malheureusement quantitativement limitées. Mais ces possibilités peuvent s'améliorer, en cas de nécessité, par une réalimentation artificielle à partir de l'Arnon et augmenter ainsi leur débit. Cette possibilité a été mise à profit dans la vallée de l'Areuse, avec succès.

A la Poissine, les graviers se révèlent très résistants, dans la partie supérieure du cône. Leur résistivité dépasse parfois les 1000  $\Omega$ .m. Il s'agit d'un matériel dont la saturation en eau est faible. Par contre, plus près du lac, les alluvions paraissent plus aquifères. Un sondage mécanique implanté au S de l'Arnon et à environ 325 m du lac, rencontra d'ailleurs des graviers aquifères vers 3 ou 4 m de profondeur. (Coordonnées: 541.950—186.325).

Ainsi, en considérant le synclinal de l'Arnon dans son ensemble, il s'avère qu'il possède somme toute des possibilités hydrologiques loin d'être négligeables.

#### c) *Les cônes sous-lacustres*

Ces dépôts, au nombre de trois, ont été décrits dans le chapitre "Traîné lacustre". Leur épaisseur n'est malheureusement pas connue pour pouvoir juger de leur importance hydrologique. Deux choses sont cependant certaines:

- 1 Du point de vue aquifère, de pareils dépôts sont très prometteurs, pour peu qu'ils ne soient pas colmatés. Ils présentent en effet l'avantage des formations poreuses et perméables.
- 2 Leur exploitation pour une consommation directe est très économique, comparée au coût d'une station d'épuration de l'eau du lac, pour la même fin.

Ainsi, le delta sous-lacustre actuel de l'Arnon, renforcé par les dépôts graveleux déposés en arrière du rivage sur terre ferme, constitue, à notre avis, le réservoir aquifère quaternaire le plus important de la région. Cependant, actuellement se déroule une exploitation en surface, sur 2 ou 3 m, de ces graviers, juste à l'embouchure de la rivière. Elle risque fort de compromettre l'avenir hydrologique de ce réservoir.

Il existe bien entendu d'autres dépôts quaternaires susceptibles de constituer des réservoirs, dans la région étudiée; mais que nous n'avons pas abordés tous dans ce chapitre, soit parce qu'ils sont peu importants et très localisés, soit parce qu'ils ne possèdent aucun intérêt hydrologique, comme le sont les graviers secs déposés sur les calcaires par exemple.

## B. Hydrologie karstique

Nous entendons par hydrologie karstique tous les phénomènes d'accumulation ou de cheminement des eaux dans les masses calcaires fissurées, karstifiées et perméables en grand.

Pour étudier les possibilités hydriques dans la région, il convient tout d'abord de prendre connaissance avec la géologie des pentes rapides du Jura.

- A la Raisse, les calcaires jaunes compacts et parfois finement oolithiques de l'Urgonien touchent le lac et disparaissent sous l'eau. Plus à l'W, à la Lance, la Molasse rouge et les tufs des sources calcaires, viennent buter contre le flanc du Jura. Suivons depuis là le redressement de la chaîne jurassienne jusqu'à Lignerolle:
- Au NW de la Lance, se rencontre un crêt formé par la Pierre jaune de l'Hauterivien supérieur (A. Jaccard, 1869), avec des niveaux de marnes grises à *Rhynchonella depressa* de l'Hauterivien inférieur. De là, le Valanginien formera les premières pentes jusqu'au lieu dit "Vuète" entre Corcelles et Onnens (vers le Jura). L'Urgonien réapparaît alors prolongeant ces pentes jusqu'à Bonvillars où il bute contre un accident. Il serait rejeté légèrement vers le SW où il reprendrait en profondeur en dessous de Bonvillars. C'est l'Hauterivien qui le relaye momentanément pour former les crêts situés au NE du village, avant de disparaître sous la moraine jusqu'à St. Maurice. Là, il affleure à nouveau le long d'un ruisseau.

Les calcaires jaunes, oolithiques, à *Pygurus rostratus* du Valanginien forment les pentes du vignoble qui s'étale de Bonvillars à St. Maurice. Ils continuent au-delà à se manifester encore à la base de la montagne, à Fontaines et Grandevant. Plus à l'W, ils disparaissent sous la moraine et les éboulis de pente, laissant place au Portlandien qui formera à lui seul la première muraille jurassienne jusqu'à Baulmes. Entre temps, le Valanginien réapparaît à plusieurs reprises dans les lits de l'Arnon et de la Baumine, entre La Mothe et Vuiteboeuf, puis entre Vuiteboeuf et Baulmes et enfin à la colline du Chatillon au N du monoclin de Furtille. A partir de Baulmes, il s'adosse au Jurassique supérieur dont les couches fortement inclinées, presque verticales au début, plonge ensuite de 50 à 40° E jusqu'à l'Abergement.

Entre Lignerolle et l'Abergement, le Valanginien disparaît sous une couverture quaternaire importante.

Au S de Baulmes, l'Urgonien ne tarde pas à présenter une large surface de couches presque horizontale qui s'étale jusqu'au Nozon.

Comparativement à ces affleurements abondants de Valanginien et d'Urgonien, l'Hauterivien, marneux et calcaire se voit rarement. Les Marnes d'Hauterive sont généralement couvertes de terre végétale. Aussi, donnent-elles rarement des affleurements frais et propres. On en rencontre dans le ruisseau de St. Maurice, aux flancs W d'une série de collines situées entre Baulmes et l'Abergement, et enfin à l'entrée S du village de Lignerolle.

Le flanc escarpé du Jura se compose donc d'une succession de formations calcaires et d'assises marneuses, crétaciques ou jurassiques, adossées les unes aux autres et plongeant fortement vers la plaine. Du plateau molassique au haut de la chaîne on rencontre en coupe transversale:

Formation	Epaisseur
– Les calcaires urgoniens et leurs niveau marneux	40 m
– Les calc. hauteriviens avec les marnes grises à la base	30 à 40 m
– Les calcaires valanginiens avec leurs marnes	60 m
– Les marnes et dolomie purbeckiennes	5 à 30 m
– Le Portlandien et les Marnes à <i>Exogyra virgula</i>	120 m
– Le Kimmeridgien et ses niveaux marneux (moyenne)	190 m
– Le Séquanien et ses marnes	120 m
– Les marnes et calcaires argileux argoviens (moyenne)	175 m

### Remarque

Les épaisseurs indiquées ci-dessus ont été empruntées à la notice explicative de la feuille d'Orbe de D. Aubert.

Il y a dans toutes ces formations, les deux conditions nécessaires à un régime hydraulique du type karstique: Les niveaux calcaires collectent les eaux, les niveaux marneux conditionnent leur emmagasinement.

Or, pour que ces calcaires puissent se transformer en roches réservoirs, il faut qu'ils soient fissurés, fracturés ou karstifiés. Les deux premières conditions se trouvent généralement satisfaites pour peu que les masses calcaires aient subi un effort tectonique. Ces roches deviennent alors perméables en grand.

“La karstification”, par contre, est soumise à des conditions atmosphériques et physico-chimiques particulières. Les karsts sont en effet des réseaux de cavités formées dans la roche calcaire par dissolution chimique des carbonates. Cette dissolution s'exerce sur la roche successivement dans trois zones (d'après D. Aubert):

- La zone superficielle (surface de la roche)
- La zone des fissures (par où s'infiltré l'eau)
- La zone profonde ou des conduites (zone de circulation)

La dissolution dans les fissures s'avère la plus importante (37%) selon les constatations de D. Aubert.

C'est surtout à la traversée du sol que les eaux se chargent en  $\text{CO}_2$ . La concentration de ce dernier, qui est une fonction inverse de la température, active considérablement l'attaque chimique. Autrement dit, plus une eau est froide, plus sa capacité de dissoudre le  $\text{CO}_2$  est grande, par voie de conséquence, son pouvoir corrosif augmente. La température des eaux du Jura, 8° en moyenne, contribue donc, dans une certaine mesure, à accélérer le phénomène de la “karstification”.

D'autre part, les bancs calcaires riches en  $\text{CaCO}_3$  (teneur > 65%) peuvent être le siège d'une karstification particulièrement intense. De sorte que, ce qui n'était au départ qu'une fissure dans la roche, finit par se transformer en une véritable artère où s'achemine l'eau. L'exemple de l'entonnoir de Furtille et l'acheminement des eaux par le karst jusqu'au Chamblon en est une illustration remarquable.

Or, la coupe géologique faite plus haut, transversalement au Jura montre des calcaires portlandiens (pur et à grain fin), du Purbeckien (avec la dolomie très soluble et de la cornieule), du calcaire valanginien oolithique, blanc et du Marbre batard et, surmontant les Marnes d'Hauterive et la Pierre jaune de Neuchâtel.

Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur constituent les niveaux du Jura les plus favorables pour le développement d'un réseau karstique. Dans ces conditions, du fait qu'elles sont imperméables, les marnes séquaniennes et surtout argoviennes, très épaisses jouent le rôle de couche imperméable de base.

La présence de masses énormes de Jurassique supérieur et de Crétacé inférieur, au long du Jura, confère à ce massif une capacité d'absorption d'eau considérable. Si ces calcaires apparaissent comme de puissants collecteurs, les Marnes d'Hauterive forment les lits d'émergence des sources les plus fréquemment rencontrés. Cela se comprend encore mieux, quand on remarque que les sources de La Lance, de Bonvillars, de Fontaines, du Chamblon, ainsi que celles donnant naissance à certains cours d'eau de la région du pied du Jura, viennent sourdre presque toujours juste au-dessous des Marnes d'Hauterive qui constituent le toit imperméable.

Nous avons expliqué, dans le chapitre-analyse des sources, le phénomène d'émergence des sources de St. Maurice. Il consiste, rappelons-le brièvement, à considérer la source comme un exutoire de trop-plein du réservoir Valanginien-Portlandien. Les Marnes d'Hauterive adossées contre les calcaires sous-jacents, retiennent dans ces derniers les eaux récoltées par les karsts. Celles-ci s'échappent de ce piège, donnant des sources, dès que le toit imperméable vient à s'interrompre pour une cause ou pour une autre. Ceci est sans doute valable pour toutes les sources du flanc du Jura, pour lesquelles les Marnes d'Hauterive constituent le lit d'émergence.

Il est certain, par conséquent, que le système karstique Portlandien-Valanginien renferme de véritables richesses aquifères. Il s'agit de connaître l'endroit qui se présente le mieux pour les atteindre. Or, notre zone est constituée d'une succession de synclinaux encaissés qui sont tous capables d'emmagasiner l'eau en profondeur. Tel pourrait être le cas par exemple du synclinal de Baulmes et marais de Rances et de celui de l'Arnon.

- Le premier est malheureusement très profond. En effet, les calcaires urgoniens se trouveraient à 460 m de profondeur (S. élect. No 121). Pour atteindre le Valanginien, il faudrait encore 160 m, ce qui représente au total quelques 600 m de profondeur (!).
- Le second, par contre, paraît beaucoup moins profond. Il est très encaissé dans la région de Vugelles-La Mothe où il finit en pointe contre le flanc du Jura. Or, en suivant le Valanginien au pied du Jura depuis La Lance, on constate qu'il s'adosse au Jurassique jusqu'à Grandevent. Après, il s'en détache, disparaît sous les alluvions de Novalles, passe sous l'Arnon, quelque part avant La Mothe probablement et réapparaît sur la rive S (de l'Arnon) immédiatement après. Par ailleurs, de Novalles à La Mothe, le Portlandien plonge très fortement vers le SE. Ce qui laisse prévoir un enfoncement du synclinal dans cette zone. Mais, le Valanginien ne doit pas être là à une grande profondeur comme dans les marais de Rances. En effet, à La Mothe, le synclinal s'effile et s'arrête.

Cependant, ce synclinal est faillé à son flanc S, comme celui de Baulmes. Il peut se produire des pertes à l'image de ce qui se passe entre la colline de Furtille et le Mont de Chamblon.

Rappelons aussi que nous avons admis un soulèvement du plateau d'Orges d'environ 160 m dans la région du Moulin, sous Novalles. Ce rejet mettrait alors en contact le toit de l'Urgonien de la rive NW de l'Arnon avec le mur des Marnes d'Hauterive de la rive SE (!); et le Valanginien du synclinal en contact avec le Portlandien du plateau d'Orges.

En dehors des deux synclinaux considérés plus haut, il existe d'autres endroits qui semblent plus favorables encore pour capter les eaux des réservoirs du Valanginien et de Jurassique supérieur. Il s'agit de la plaine de l'Orbe, où le toit des calcaires n'est paraît-il pas très profond (M. Petch, thèse). Cette zone se trouve en dehors de notre étude.

A part le système karstique du Portlandien-Valanginien, la Pierre jaune, le Barrémien inférieur et l'Urgonien constituent des terrains absorbant dans lesquels les eaux s'écoulent facilement. Ainsi, à Agiez et à Montcherand, par exemple, A. Jaccard (1869.8) signale que certaines sources possèdent comme lit d'émergence, les marnes urgoniennes. Ces formations peuvent donc former des réservoirs importants, là où elles présentent des conditions favorables à l'accumulation.

Le synclinal de Baulmes-Rances ainsi que celui de l'Arnon, constituent ici aussi des zones favorables.

#### Remarque

Les cartes au 1/10'000 de géologie des sources et d'électricité AB = 100 m sont respectivement déposées aux Instituts de Géologie et de Géophysique de l'Université de Lausanne.

## Annexe I

## 4. Analyses des eaux

R8 ou 8R: échantillon prélevé dans un ruisseau  
P21 ou 21 P: échantillon prélevé dans un puits  
32: échantillon prélevé à une source

N = numéro du prélèvement figurant Pl. VII  
R = résistivité en ohm par cm  
D.T. = dureté totale en degrés français  
D.P. = dureté permanente en degrés français  
Ca<sup>++</sup> = teneur en Calcium en mg/l  
Mg<sup>++</sup> = teneur en Calcium en mg/l  
SO<sub>4</sub> = teneur en sulfate en mg/l  
Cl = teneur en chlorure en mg/l  
T = température en ° centigrade  
Q = débit en litres/min

No	R	D.T.	D.P.	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	SO <sub>4</sub>	Cl	pH	T	Q
1	2801	21.9	2.7	75.8	7.30	1.70	1.50	7.9	7 <sup>0</sup> 4?	—
R2	2475	23.5	2.5	82.6	7.10	4.4	3.40	7.9	7 <sup>0</sup> 3?	—
R3	2479	23.4	2.7	81.0	7.80	3.30	2.90	8.0	7 <sup>0</sup> 4?	—
R4	2469	22.95	2.05	82.0	6.2	5.10	2.9	8.0	7 <sup>0</sup> 4?	—
R5	2455	22.5	1.60	82.2	4.9	8.50	3.10	8.0	7 <sup>0</sup> 6?	—
R6	2399	23.3	2.80	85.6	4.7	8.10	3.40	8.0	7 <sup>0</sup> 6?	—
R7	2416	24.0	2.80	83.2	7.9	6.5	3.4	8.0	7 <sup>0</sup> 8?	—
R8	2435	24.3	3.0	84.2	8.0	6.70	3.30	8.1	8 <sup>0</sup> 4?	—
9	1800	31.9	5.30	109.4	11.20	11.30	5.30	7.1	10 <sup>0</sup> 7	54.7
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11	1997	27.8	2.70	101.	6.3	5.6	3.30	7.3	11 <sup>0</sup> 2	108.
12	1853	29.4	4.95	104.2	8.3	12.8	5.50	7.4	11 <sup>0</sup> 5	27.5
13	1945	29.2	4.05	101.6	9.40	10.0	5.30	7.3	11 <sup>0</sup> 9	9.7
14	2076	28.3	3.45	98.6	9.0	9.6	3.50	7.2	11 <sup>0</sup> 1	15.
15	2084	26.5	2.0	90.2	9.72	57.3	2.3	7.5	10 <sup>0</sup> 2	36.
16	1948	29.1	3.30	102.2	8.8	59.2	2.1	7.2	10 <sup>0</sup> 8	17.
17	1830	31.9	6.10	114.2	8.3	43.8	4.9	7.0	10 <sup>0</sup> 8	7.0
18	2106	26.8	2.70	86.2	12.90	?	9.0	7.2	14 <sup>0</sup> 4	2.0
19	2322	25.0	2.75	79.4	12.6	?	7.0	7.4	10 <sup>0</sup>	34.
20	2284	24.6	2.2	77.0	13.1	?	2.1	7.4	10 <sup>0</sup>	fort.
R21	2368	24.7	3.4	74.5	14.8	9.0	3.7	8.	8 <sup>0</sup> 4?	—
R22	2319	24.8	3.0	86.6	7.8	7.5	4.3	8.0	8 <sup>0</sup> 6	—
23	2355	—	—	—	—	—	—	—	—	—
24	1930	—	—	—	—	—	—	—	—	—
25	2025	—	—	—	—	—	—	—	—	—
26	2037	17.1	?	103.8	?	?	4.50	7.4	12 <sup>0</sup> 3	4.5
27	1662	17.7	?	126.3	?	18.8	10.6	7.4	13 <sup>0</sup> 7	5.6
28	2048	28.15	1.95	103.6	5.60	?	3.30	7.8	13 <sup>0</sup> 6	1.0
29	1820	16.85	?	122.6	?	?	5.70	7.8	17 <sup>0</sup> 0	1
30	1909	13.85	?	112.6	?	?	9.0	7.4	15 <sup>0</sup> 5	1
31	2065	16.35	?	97.4	?	?	4.0	7.8	11 <sup>0</sup> 6	7.3
32	2216	25.2	?	95.8	3.2	15.4	0.5	7.4	13 <sup>0</sup> 5	1.5
33	2050	—	—	—	—	—	—	—	—	—
34	1993	29.7	5.60	92.2	16.3	20.	9.4	7.3	10 <sup>0</sup> 5	17.
35	1934	12.45	?	109.2	?	?	8.20	7.9	9 <sup>0</sup> 4	68.
36	2573	24.1	3.10	67.30	17.8	0.4	1.70	7.8	9 <sup>0</sup> 4	fort.

## Eaux issues des graviers

No	R	D.T.	D.P.	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	SO <sub>4</sub>	Cl	pH	T	Q
37	948	64.4	32.25	161.3	58.7	?	9.0	7.2	10 <sup>08</sup>	5.8
38	1053	54.85	21.40	164.3	33.1	12.4	17.8	7.1	10 <sup>00</sup>	6.0
39	909	66.3	35.95	195.8	42.4	?	6.5	7.3	10 <sup>00</sup>	15.
40	648	97.2	68.4	389.3	54.5	?	15.7	7.1	9 <sup>08</sup>	4.0
41	900	—	—	—	—	—	—	—	—	—
42	775	—	—	—	—	—	—	—	—	—
43	908	68	41.1	181.8	55.1	?	4.9	7.3	11 <sup>03</sup>	25.

## Eaux issues des sols limoneux

44	1943	28.6	3.0	102.	8.8	8.4	3.4	7.3	10 <sup>00</sup>	300.
45	1755	31.4	3.10	108.2	10.7	?	3.3	7.3	12 <sup>02</sup>	18.
46	1714	42.85	8.60	145.65	17.15	25.8	27.9	7.1	11 <sup>05</sup>	10.
47	1454	38.2	8.75	98.6	33.08	12.6	17.4	7.4	11 <sup>03</sup>	6.2
48	2337	23.4	4.1	65.3	17.7	30.2	1.9	8.2	18 <sup>08</sup>	0.2
49	1957	40.85	9.15	113.1	16.2	26.8	31.3	7.6	10 <sup>02</sup>	65.0
50	1308	42.10	9.20	115.8	32.1	42.2	19.3	7.8	11 <sup>05</sup>	2.3
51	1757	41.15	10.25	135.1	19.33	?	17.5	7.3	14 <sup>01</sup>	7.2
52	1557	40.0	15.25	142.4	12.2	18.6	12.4	7.4	10 <sup>08</sup>	10.2
P 53	1927	29.1	4.40	99.8	10.2	23.0	4.50	7.5	11 <sup>05</sup>	1000.
54	1889	29.75	4.25	105.	8.6	8.8	6.30	7.6	15 <sup>0</sup>	3.5
55	1980	19.6	?	102.2	?	?	17.90	7.7	18 <sup>04</sup>	2
P 56	1620	—	—	—	—	—	—	—	—	—
57	1634	33.5	7.1	114.2	12.2	10.0	11.2	7.3	10 <sup>05</sup>	? 66
58	1742	32.3	4.30	106.2	14.10	20.	6.0	7.2	12 <sup>02</sup>	6.0
59	1826	32.3	5.10	104.8	15.0	18.4	5.8	7.3	11 <sup>08</sup>	11.5
60	1885	31.1	3.4	102.	14.8	14.4	2.8	7.3	11 <sup>04</sup>	3
61	2131	28.9	2.4	86.6	17.8	15.8	0.6	7.3	11 <sup>03</sup>	27

## Eaux issues de la Molasse

63	1276	42.6	11.35	141.10	18.0	?	28.1	7.2	11 <sup>05</sup>	2.3
64	1318	41.3	8.40	137.7	16.7	?	22.8	7.3	15 <sup>08</sup>	0.9
65	1303	42.15	10.05	139.6	17.9	?	23.7	7.1	10 <sup>07</sup>	2.3
66	1310	44.75	13.0	192.5	30.30	?	22.3	7.1	11 <sup>02</sup>	8.5
67	1226	45.4	11.7	150.1	19.6	?	15.7	7.1	10 <sup>07</sup>	7.5
68	1212	46.9	14.3	147.1	24.8	?	13.7	7.1	10 <sup>02</sup>	2.6
69	1277	42.05	10.95	146.3	13.3	?	30.5	7.2	14 <sup>02</sup>	2.25
70	1337	40.4	11.05	137.9	14.6	24	24.1	7.2	14 <sup>02</sup>	7.2
71	1285	44.1	12.6	137.1	24.1	48.8	19.9	7.2	12 <sup>03</sup>	5
72	1344	40.75	10.75	134.3	17.6	?	21.5	7.6	17 <sup>06</sup>	2.75
73	1310	41.05	10.85	151.3	6.7	?	26.9	7.1	11 <sup>06</sup>	18.0
74	1204	45.8	15.45	153.9	18	?	16.8	7.2	12 <sup>06</sup>	5.5
75	1084	54	21.85	162.3	32.8	28.6	11.7	7.1	16 <sup>04</sup>	4.0
76	1143	51.8	19.9	151.9	33.8	?	11.4	7.2	17 <sup>07</sup>	7.
77	1428	38.9	9.6	117.2	23.5	?	21.3	7.3	14 <sup>04</sup>	2.0
R78	1311	44.0	11.8	129.1	28.7	60.6	23.7	7.5	9 <sup>0</sup>	—
79	1321	32.	4.10	102.2	15.8	2.1	9.5	7.7	11 <sup>02</sup>	3.7
80	1279	34.3	3.30	130.7	4.13	20.4	17.1	7.5	10 <sup>06</sup>	5.2
81	1220	—	—	—	—	—	—	—	—	—
R82	1258	45.0	12.0	153.9	16.1	?	27.5	7.9	8 <sup>0</sup>	—
83	1364	22.9	3.75	79.36	7.5	29.6	12.6	7.5	17 <sup>05</sup>	fort.
84	1307	28.9	5.15	102.4	8.15	29.2	13.6	7.6	17 <sup>00</sup>	fort.
85	1340	—	—	—	—	—	—	—	—	—
86	1457	36.1	8.15	128.3	10.	35.0	15.1	8.2	12 <sup>01</sup>	3.0
87	1364	40.1	9.45	121.8	23.6	54.4	11.2	8.1	17 <sup>0</sup>	1.0

No	R	D.T.	D.P.	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	SO <sub>4</sub>	Cl	pH	T	Q
88	1311	39.7	8.2	124.7	20.9	36.6	20.5	7.8	13 <sup>08</sup>	1.3
89	1373	39.4	7.75	103.4	33.1	81.6	11.3	8.1	10 <sup>07</sup>	3.8
90	1277	36.9	5.6	132.2	9.5	40.8	24.7	7.7	17 <sup>07</sup>	1.5
91	1245	29.8	?	138.7	?	38.4	25.7	7.8	12 <sup>08</sup>	5.0
92	1062	36.25	7.35	132.7	7.7	66.8	42.9	7.6	13 <sup>09</sup>	?
P 94	1773	28.65	3.55	92.2	13.7	?	19.3	7.4	13 <sup>03</sup>	—
P 95	1343	24.9	?	125.5	?	?	19.3	7.6	12 <sup>06</sup>	—
96	1035	38.65	7.65	177.2	?	?	28.3	7.3	12 <sup>05</sup>	2.6
97	905	25.7	3.5	86.6	10.0	8.70	2.4	7.1	11 <sup>05</sup>	135.

### Bibliographie

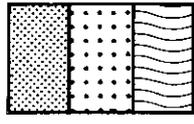
- Aubert D. (1949), Les graviers de Montcherand, au pied du Jura vaudois. *Eclogae geol. Helv.* 42, 415–419  
 – (1959), Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura. *Mém. Soc. vaudoise Sc. nat.* 12, 93–152  
 – (1967), Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.* 69, 365–376
- Barbey O. et Dunant A. (1946), La mine de lignite de Grandson. *Bull. techn. Suisse romande* 72<sup>e</sup> année, 19, 245–251
- Bertschy R. (1958), Geologie der Kreide und Molasse in der Umgebung von Grandson. *Eclogae geol. Helv.* 51, 217–263
- Bieler Th. (1901), Modelé glaciaire et le paysage drumlinique dans la plaine vaudoise. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.* 37, 213–220  
 – (1904), Déviation de cours d'eau dans les environs d'Yverdon. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.* 40, p. XXV  
 – (1904), Ancien réseau hydrographique du lac d'Yverdon. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.* 40, p. XXXVII
- Burri J.P. (1966), Les anomalies gravifiques du NW du canton de Vaud. *Trav. dipl. inédit*, Genève
- Castany G. (1968), Prospection et exploitation des eaux souterraines. Dunod, Paris
- Chavannes S. (1854), Essai sur la géologie d'une partie du pied du Jura comprise entre le Nozon et Yverdon. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.* 4, 14–24
- Custer W. (1928), Etude géologique du pied du Jura vaudois. *Mat. Carte géol. Suisse*, N. s. 59
- Du Pasquier L. (1892), Sur les limites de l'ancien glacier du Rhône le long du Jura. *Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel* 20, 32–43
- Gilliand P.A. (1967), Application d'une méthode d'interprétation des sondages électriques à un problème hydrologique. *Bull. techn. Suisse romande* 93<sup>e</sup> année, 3.
- Gonet O. (1965), Etude gravimétrique de la plaine du Rhône. *Mat. Géol. Suisse, Géophysique* 6
- Jaccard A. (1869), Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. *Mat. carte géol. Suisse* 6  
 – (1892), Notice sur les anciens glaciers du Jura. *Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel* 20, 173
- Jayet A. et Portmann J.P. (1960), Deux gisements interglaciaires nouveaux aux environs d'Yverdon (Canton de Vaud, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 53, 640–645
- Jeannot A. (1923), Les charbons feuilletés de Grandson (Vaud). *Mat. Géol. Suisse, sér. Géotechn.* VIII, 501–509
- Jordi H.A. (1955), Geologie der Umgebung von Yverdon. *Mat. Carte géol. Suisse*, N. s. 99
- Keller G.W. et Frischknecht F. (1966), Electrical methods in geophysical prospecting. Pergamon, New York
- Kunetz G. (1966), Principles of direct Current Resistivity Prospecting. Bruder Bronträger, Berlin
- Mathiez J.P. (1966), Prospection géophysique et recherches d'eaux souterraines. Comité Inter-Africain d'études hydrologiques, Paris
- Meyer de Stadelhofen C. et Gonet O. (1964), Etude géophysique des graviers de Bioley-Orjulaz. *Mat. Géol. Suisse, Bull.* 33
- Meyer de Stadelhofen C. (1965), Résistivités des molasses du plateau vaudois. *Arch. des Sciences (Genève)* 18, 296–304  
 – (1966), Carte des résistivités de la plaine du Rhône. *Mat. Géol. Suisse, Géophysique* 7
- Meyer de Stadelhofen C. et Favini G. (1968), Exemple d'étude électrique du sous-sol lacustre. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 174
- Parasnis D.S. (1966), *Mining Geophysics*. Elsevier, Amsterdam
- Petch M. (1970), Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de l'Orbe. *Mat. carte géol. Suisse, sér. Géophysique* no 11
- Poldini E. (1947), La prospection électrique du sous-sol. Rouge et Cie S A, Lausanne  
 – (1963), Les anomalies gravifiques du canton de Genève. *Mat. Géol. Suisse, Géophysique* 4
- Ritter G. (1889), Formation de quelques sources du Jura neuchâtelois et en particulier de la source néocomienne de Bonvillars. *Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel* 17  
 – (1890), Notice sur la formation des lacs du Jura et sur les phénomènes d'érosion des rives de ces lacs. *Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel* 17
- Rodier J. (1966), Analyse chimique et physico-chimique de l'eau
- Schardt H. (1887), Les sources du Mt. Chamblon. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.* 23, p. XII  
 – (1897), Note préliminaire sur l'origine des lacs du pied du Jura suisse. *Eclogae geol. Helv.* 5, 257–261  
 – (1910), Sur une coupe de la molasse aquitanaise à la Poissine près d'Onnens. *Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel* 37  
 – (1920), Les cours d'eau pliocéniques et les accidents transversaux de la chaîne du Jura. *Eclogae geol. Helv.* 16, 120–122
- Vouga M. (1873), Sur les terrasses d'Arnex. *Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel* 9, 428–431

### Cartes

- Aubert D. et Dreyfuss M. (1963), Atlas géologique de la Suisse, feuille 1202 Orbe, 1 : 25'000
- Rittener T. (1902), Carte géologique de la Côte aux Fées et des environs de Ste-Croix et Baulmes, 1 : 25'000  
 Mat. Carte géol. Suisse, N. s. 13



# LES UNITÉS TECTONIQUES

-  Soulèvements calcaires
-  Bassins molassiques
-  Affleurements calcaires

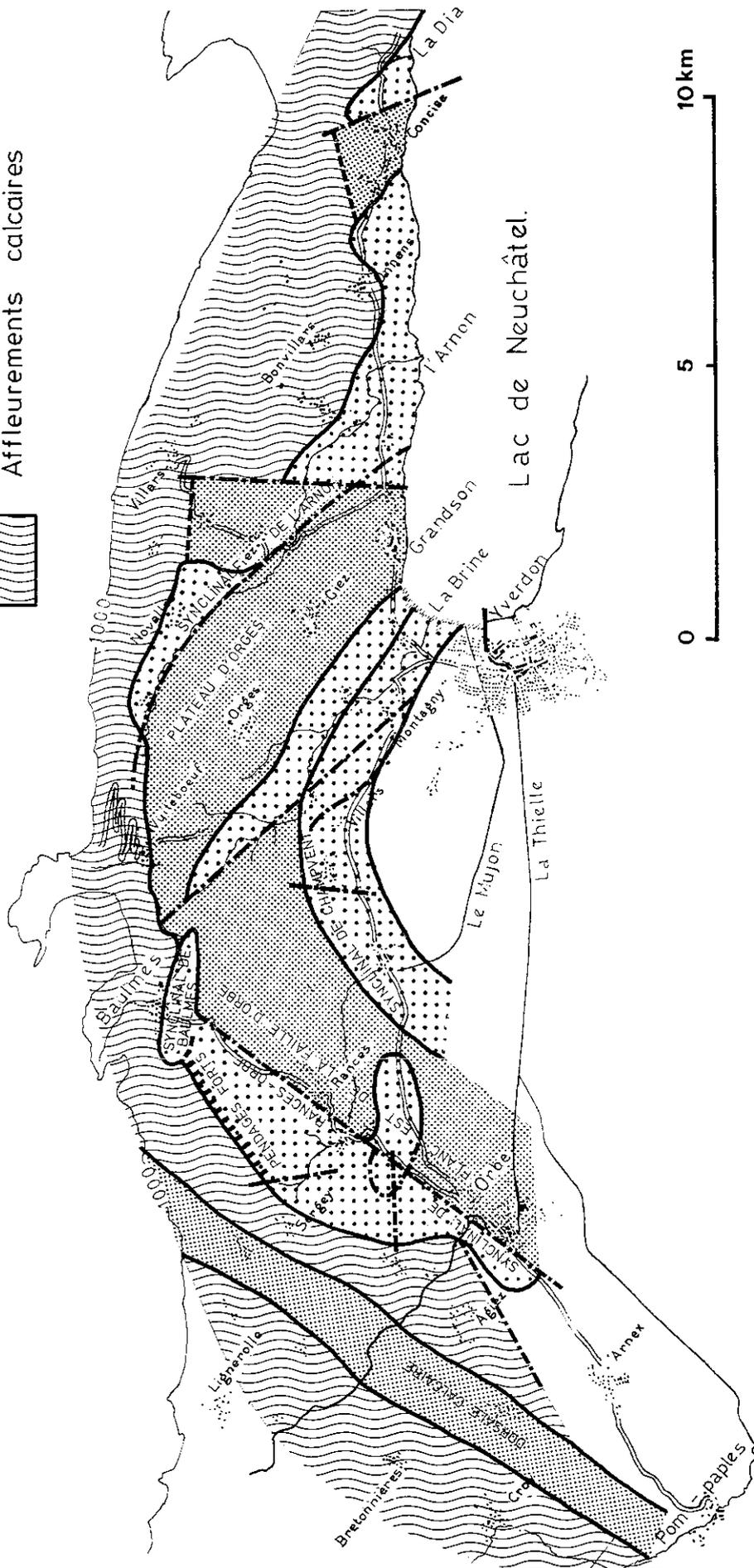


Figure II

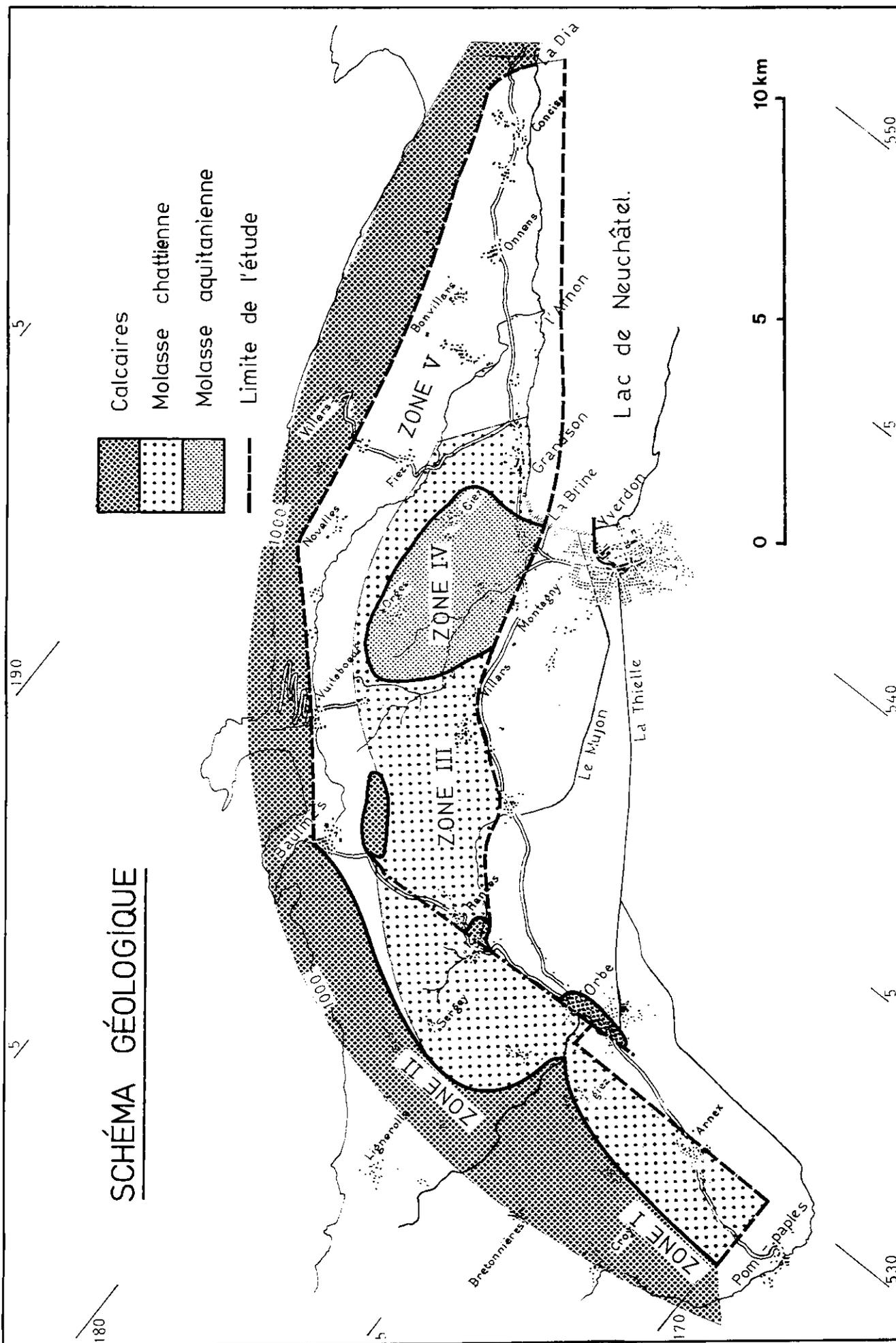


Figure 1: Zone V: Indifférenciée quaternaire prédominant

PUBLICATION N°10

ETUDE GEOPHYSIQUE, GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE  
DE LA REGION DE CONCISE A POMPAPLES  
(PIED DU JURA VAUDOIS)

Par H.Lazreg

PLANCHES

7 PLANCHES :

PLANCHE I :	3 FEUILLES
PLANCHE II :	3 FEUILLES
PLANCHE III :	3 FEUILLES
PLANCHE IV :	3 FEUILLES
PLANCHE V :	2 FEUILLES
PLANCHE VI :	1 FEUILLE
PLANCHE VII :	4 FEUILLES

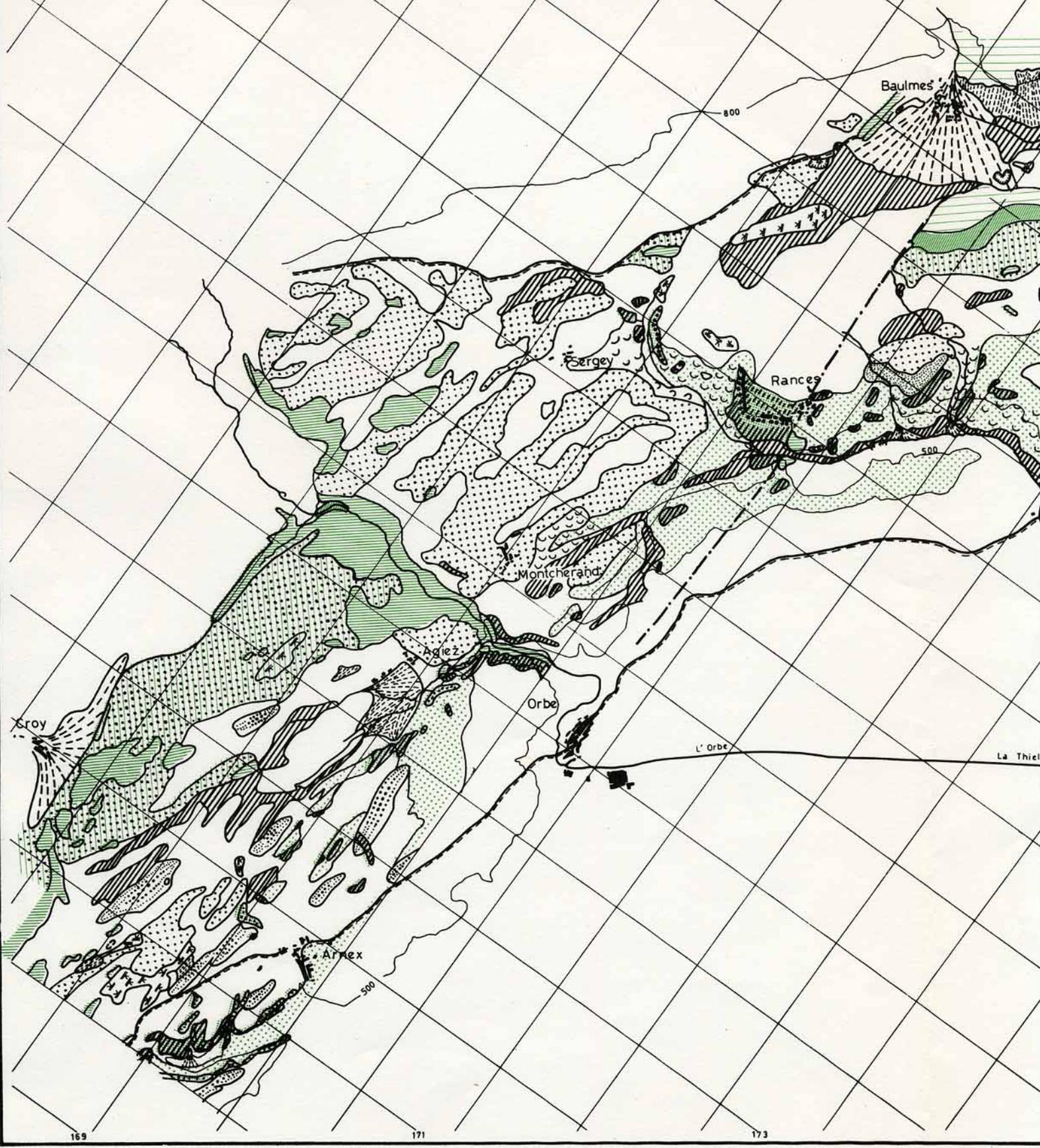
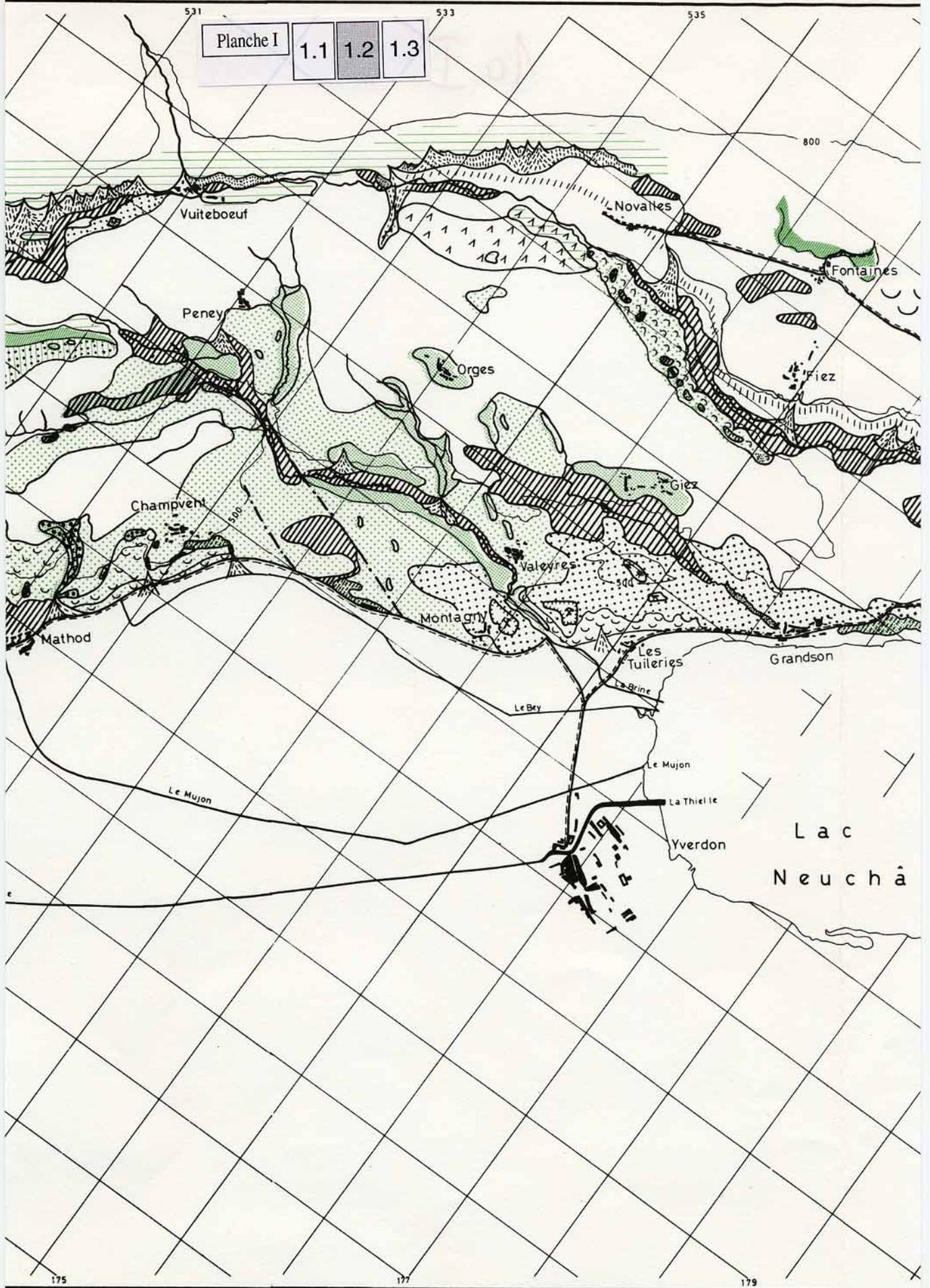


Planche I

1.1 1.2 1.3



537

Planche I

1.1

1.2

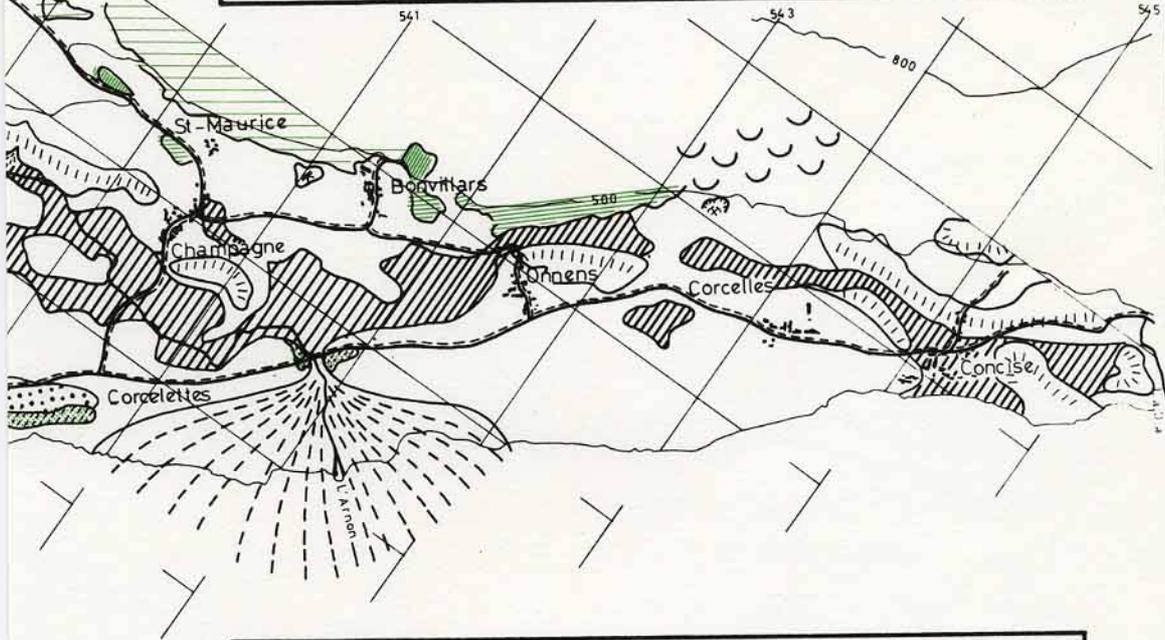
1.3

# PLANCHE I

## ÉTUDE GÉOLOGIQUE

ÉCHELLE : 1000 mètres  
 250 250 250 250

LAZREG 1966-1968



### LEGENDE.

Quaternaire		marais	Molasse		Aquitanien	Chattien	
		éluvions			Marnes à gypse		
		cônes d'alluvions			Calcaires lacustre		
		éboulis			Grès de Method		
		écroulements			Marnes bariolées		
		glissements			Gompholites et grès verts (Suscevaz)		
		graviers			Mol. sous faible couverture		
		limons consolidés		Crétacé			Urgonien-Hauterivien Sup. sous faible couverture
		moraine					Marnes d'Hauterive
		drumlins					Valanginien-Portlandien
		failles					

d e  
t e l

181

523

525

527

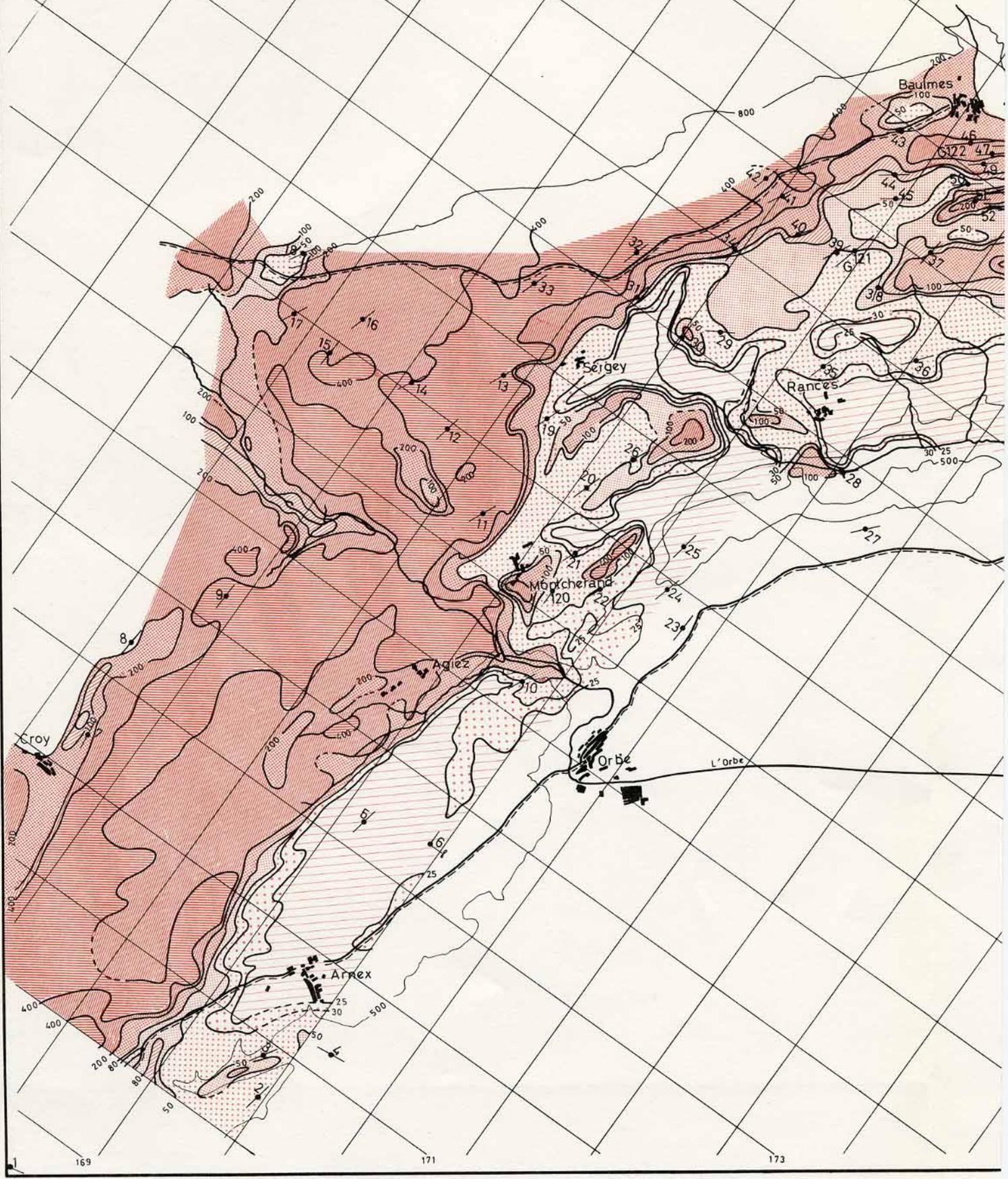
529

Planche II

1.1

1.2

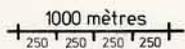
1.3



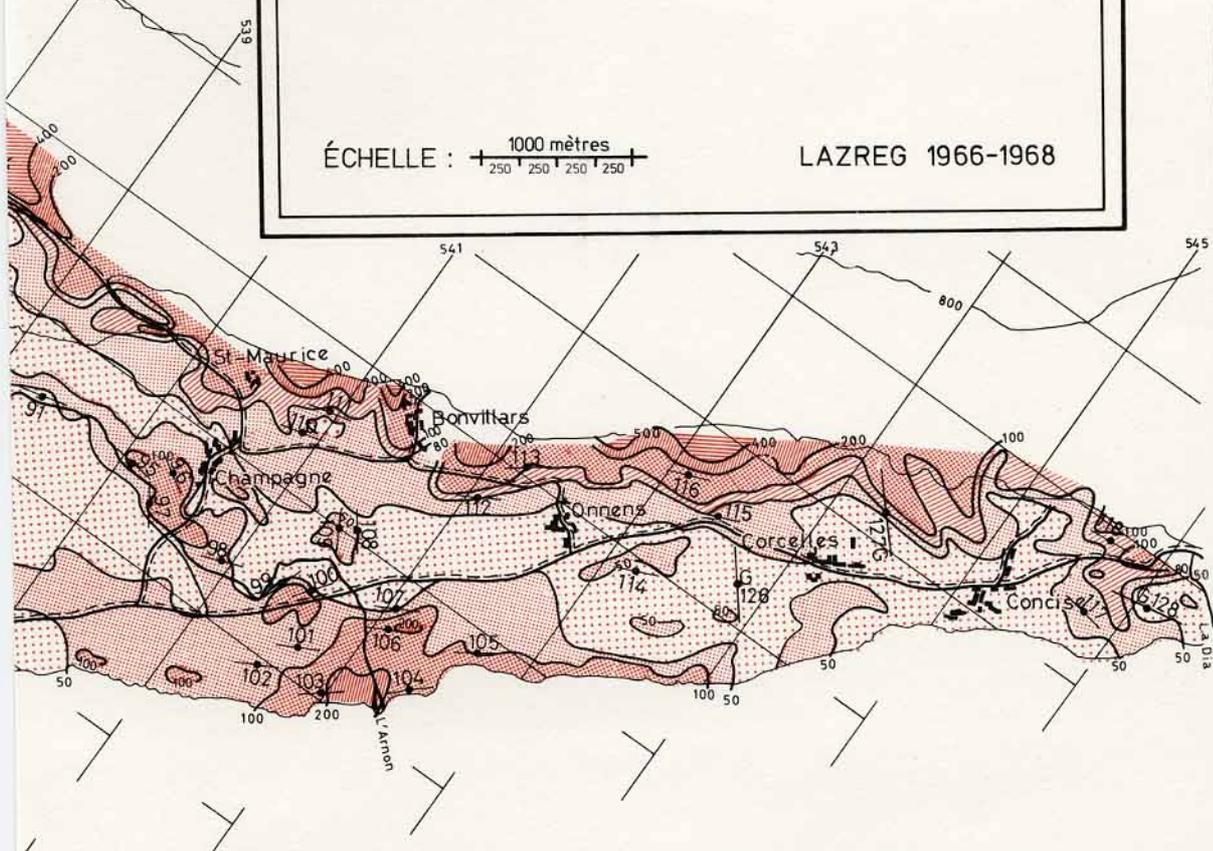


ÉTUDE GÉOÉLECTRIQUE

A-B = 100m

ÉCHELLE :  1000 mètres

LAZREG 1966-1968



LEGENDE:

- |   |           |   |             |
|---|-----------|---|-------------|
|  | < 25 Ω M. |  | 80-100 Ω M. |
|  | 25-30 "   |  | 100-200 "   |
|  | 30-50 "   |  | 200-400 "   |
|  | 50-80 "   |  | > 400 "     |

 (G) : Sondages (Grand)

((Original, carte au 1/10.000))

de

tel



Planche III

1.1	1.2	1.3
-----	-----	-----

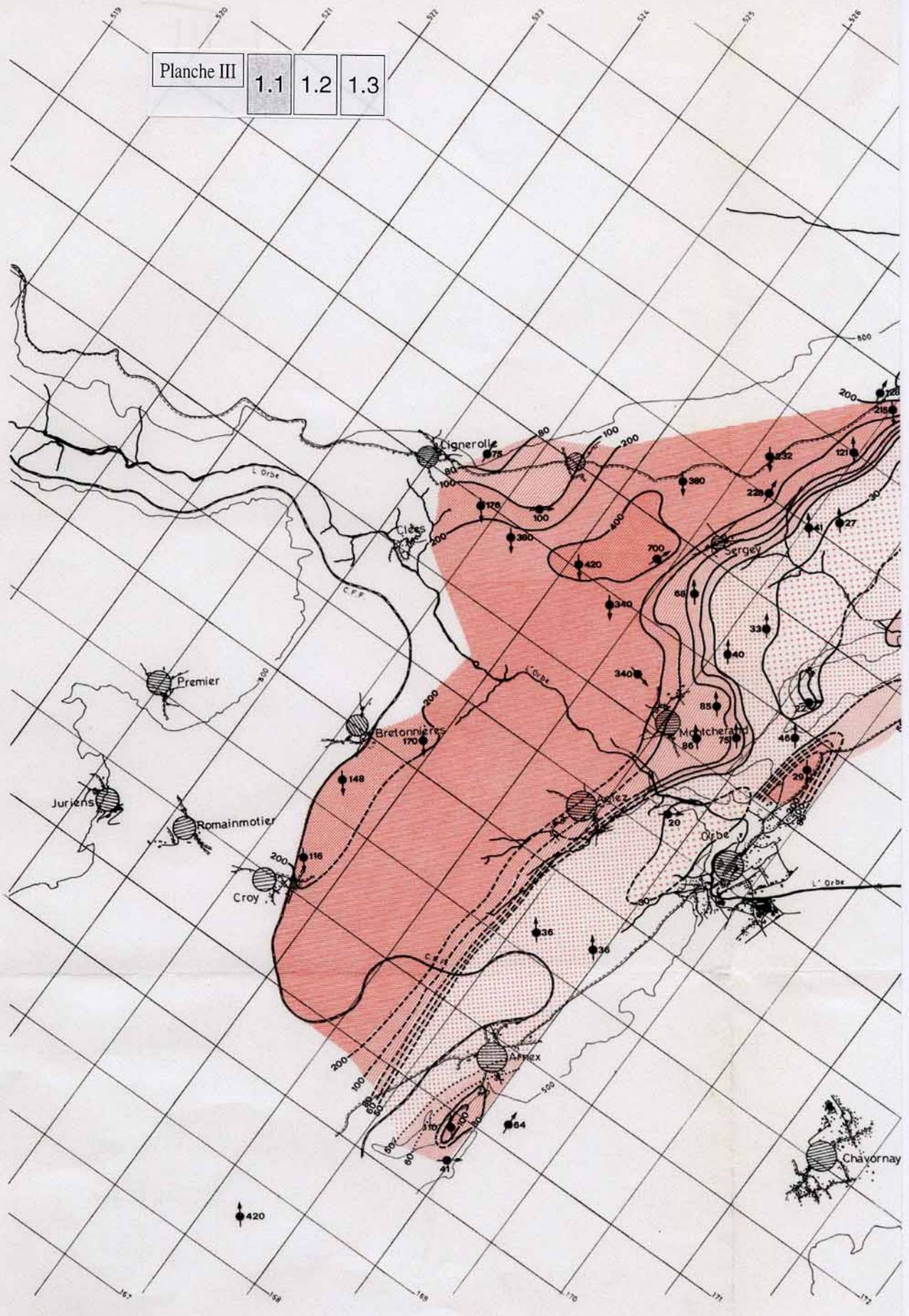


Planche III

1.1	1.2	1.3
-----	-----	-----

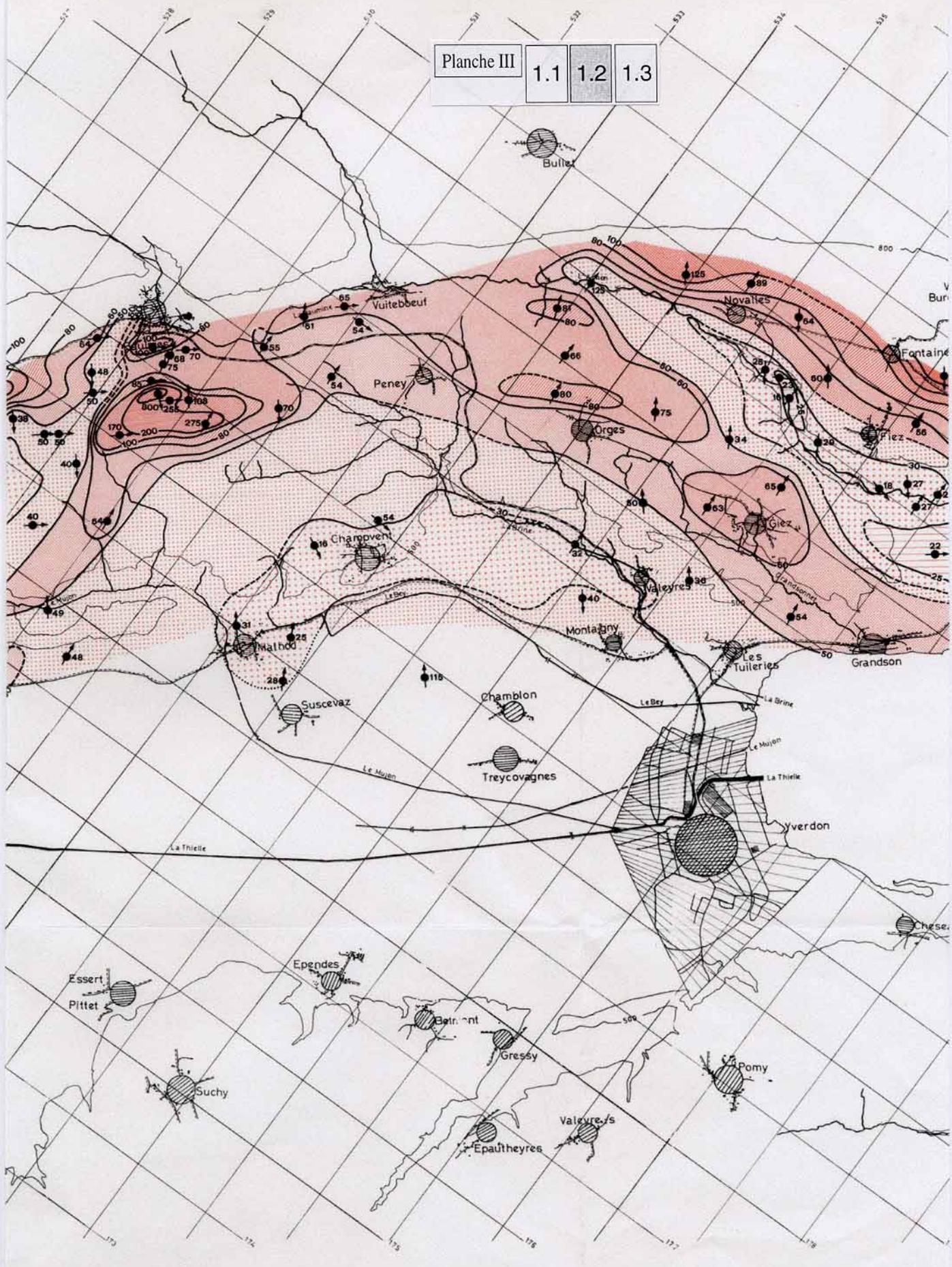


PLANCHE III

Planche III

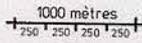
1.1

1.2

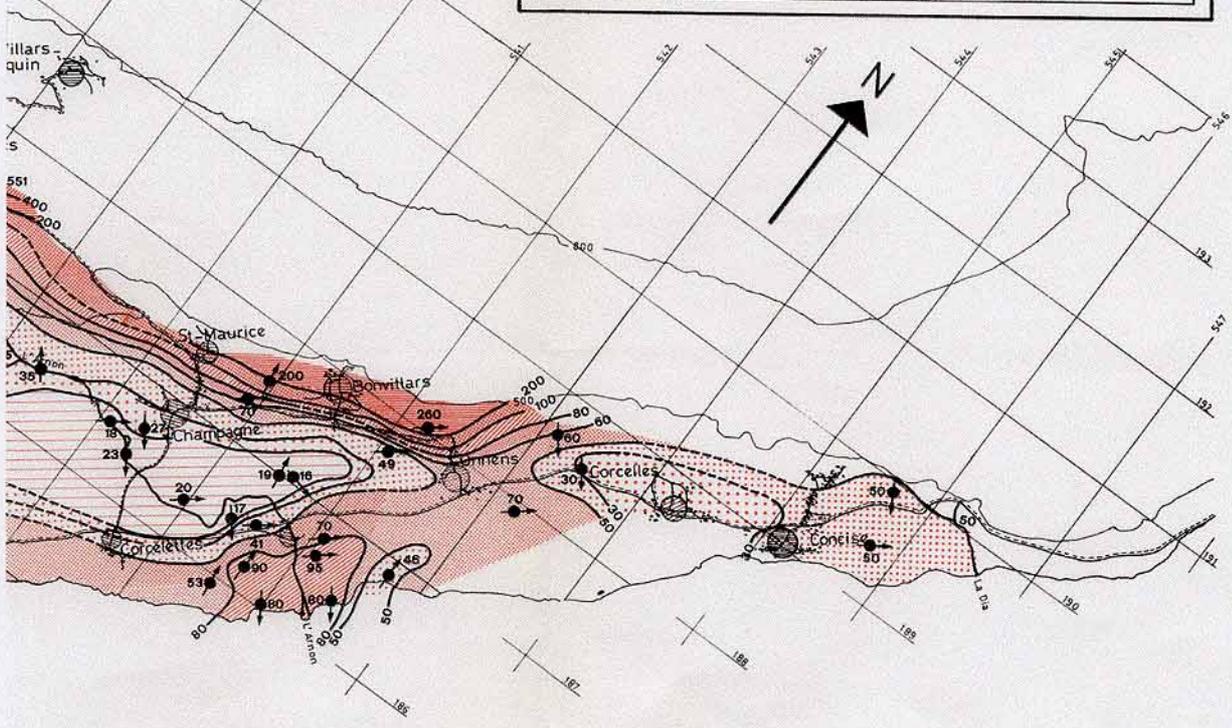
1.3

ÉTUDE GÉOÉLECTRIQUE

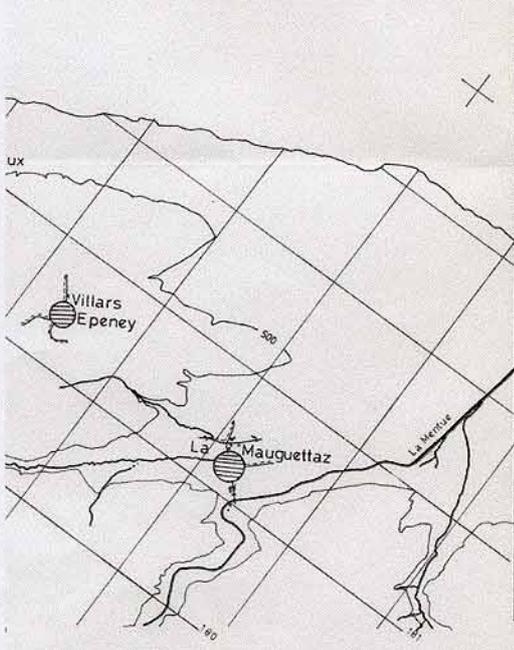
A-B = 350 m

ÉCHELLE :  1000 mètres

LAZREG 1966-1968



LAC DE NEUCHÂTEL



● EMPLACEMENT DU SONDAGE

●<sub>96</sub> RÉSISTIVITÉ APPARENTE POUR A-B = 350 m

 L'ORIENTATION DE LA FLÈCHE INDIQUE LA PENTE DU SONDAGE, POUR A-B = 350 m

RÉSISTIVITÉS



< 25 Ω.m.



25 - 30 »



30 - 50 »



50 - 60 »



60 - 80 Ω.m.



80 - 100 »



100 - 200 »



200 - 400 »



> 400 »

Planche IV

1.1

1.2

1.3

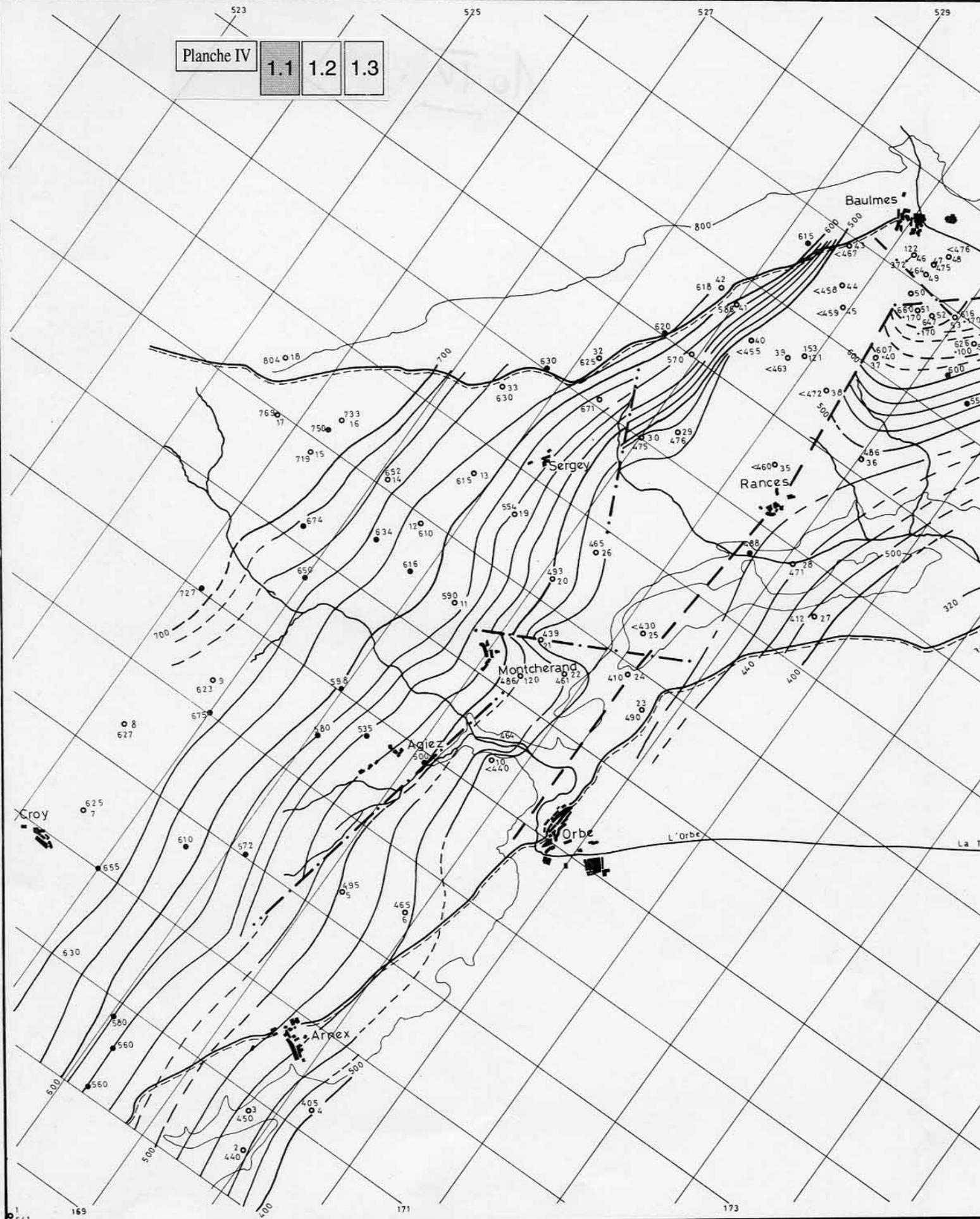


Planche IV 1.1 1.2 1.3



Planche IV

1.1

1.2

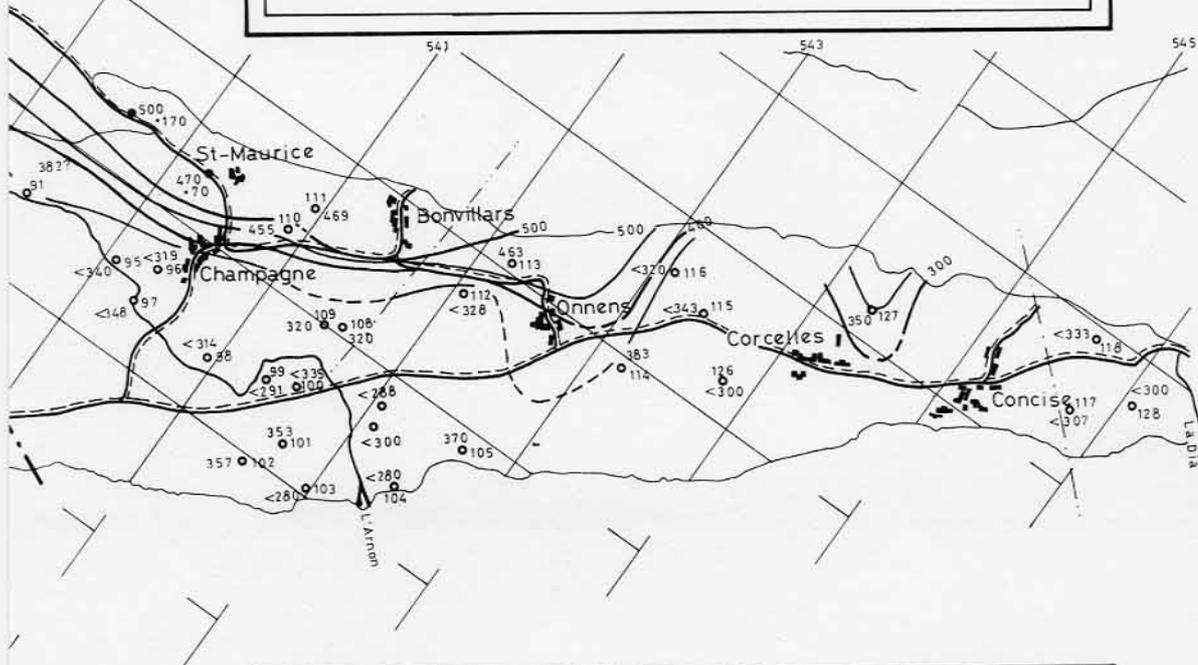
1.3

# PLANCHE IV

## ÉTUDE GÉOÉLECTRIQUE CARTE STRUCTURALE

ÉCHELLE :  1000 mètres

LAZREG 1966-1968



### LEGENDE:

Carte structurale du toit de l'Urgonien.

- = Sondage électrique.
- <sup>1</sup><sub>541</sub> = { 1 = N° du sondage  
541 = Cote du toit de l'Urgonien.
- = Cote de l'Urgonien prise en surface.
- < 456 = Toit de l'Urgonien inférieur à la cote 456
- = Faille
- . - . = Faille supposée.
- - - - = Accidents révélés par gravimétrie.

d e  
t e l





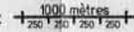


# PLANCHE VI

## ÉTUDE GRAVIMÉTRIQUE ANOMALIES RÉSIDUELLES

$d = 2,67$

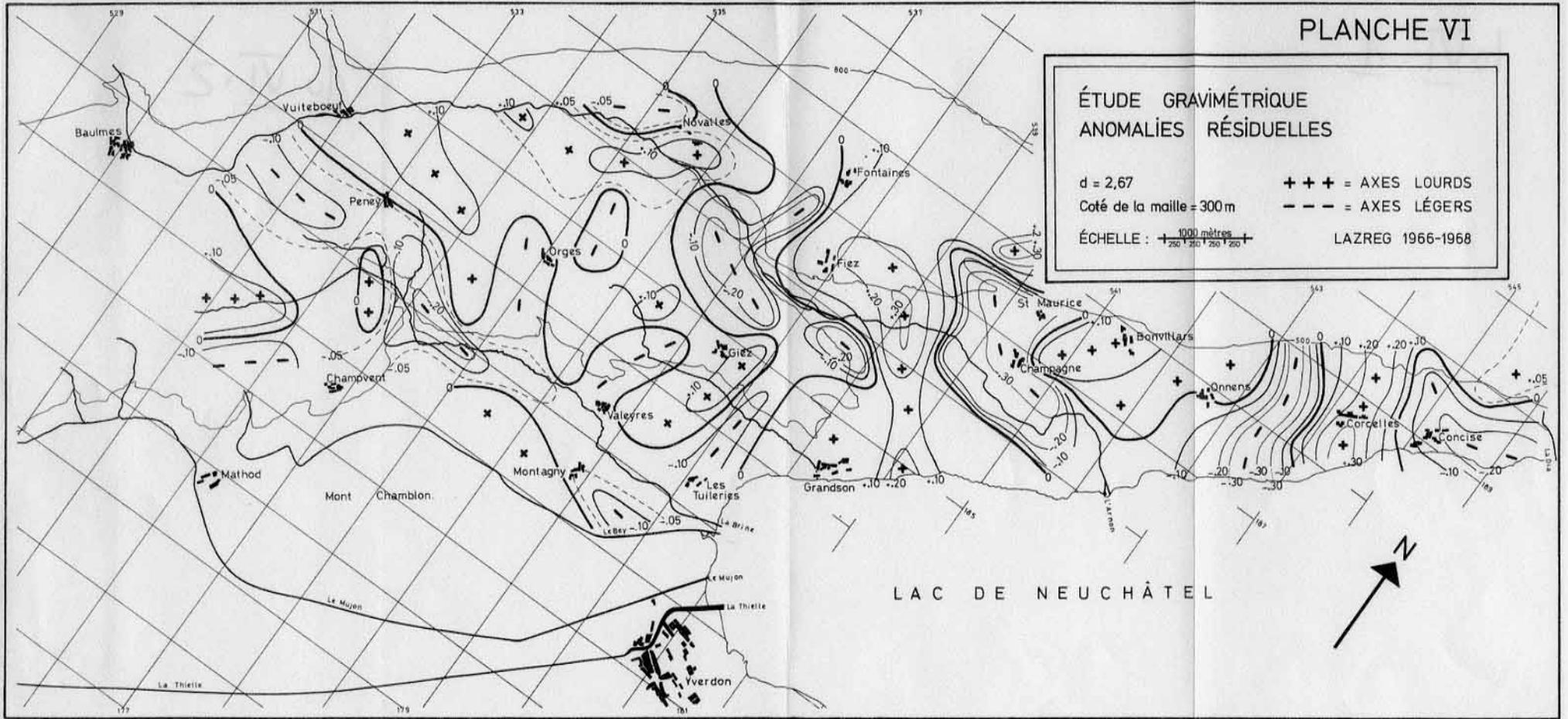
Coté de la maille = 300 m

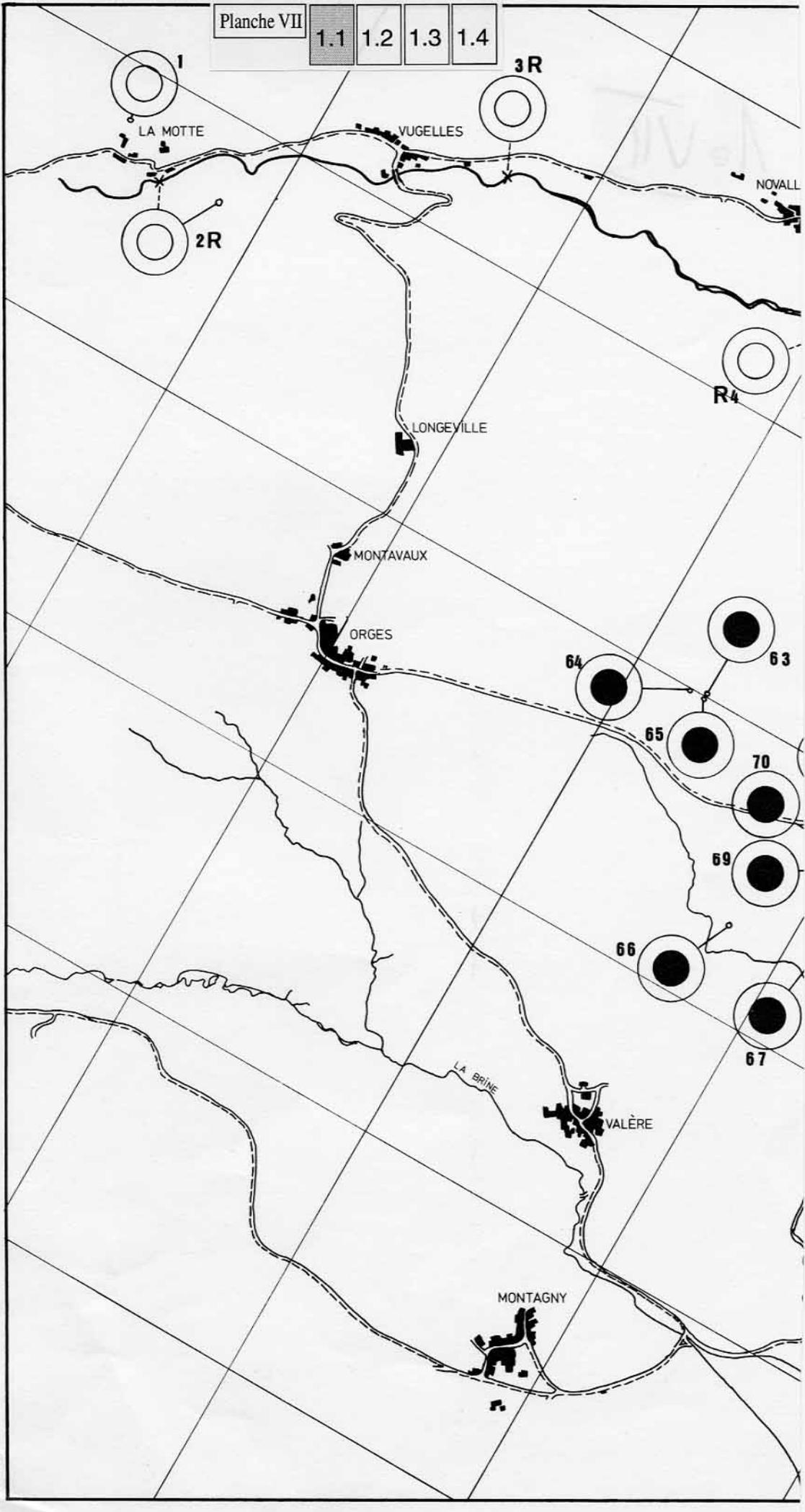
ÉCHELLE : 

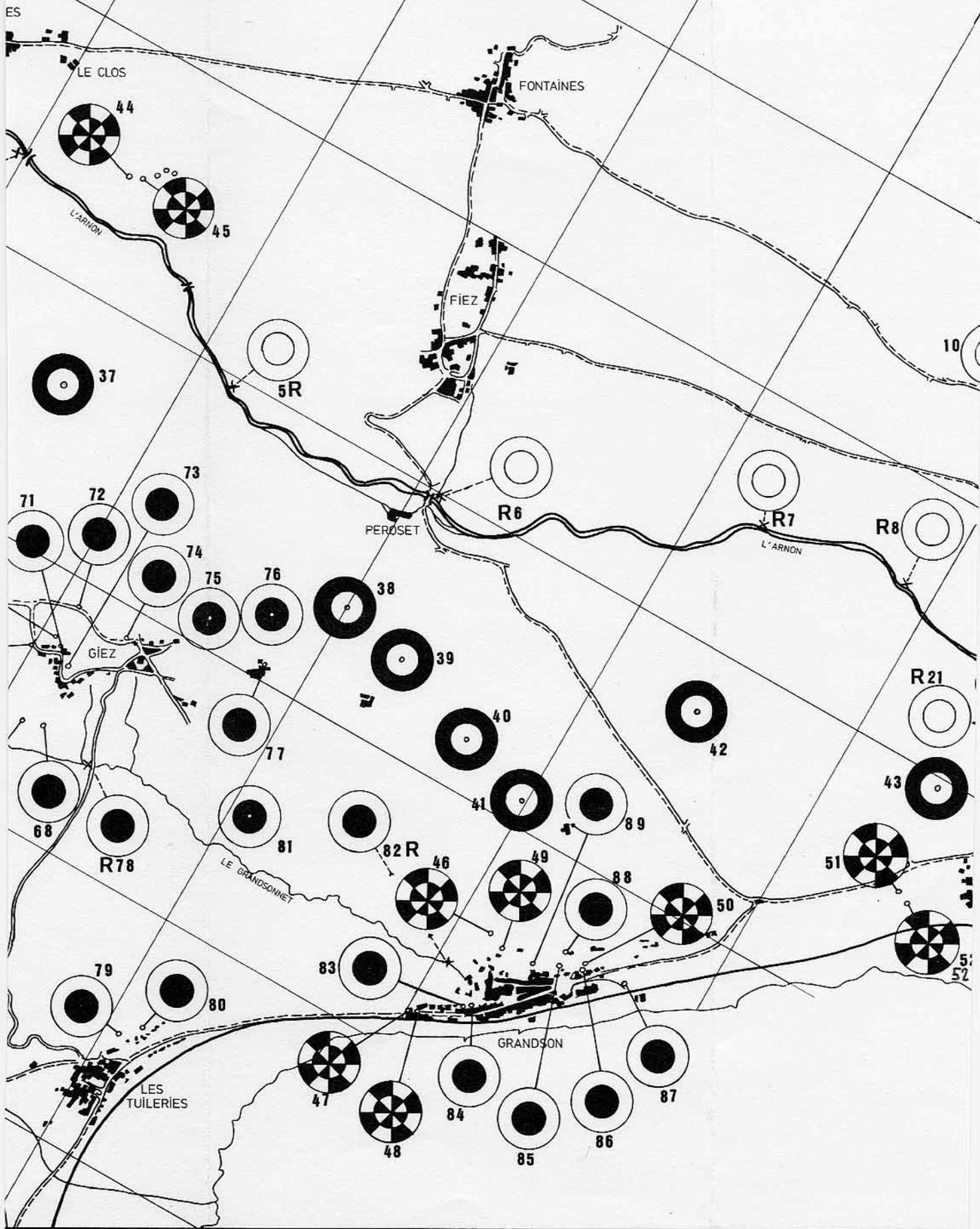
+++ = AXES LOURDS

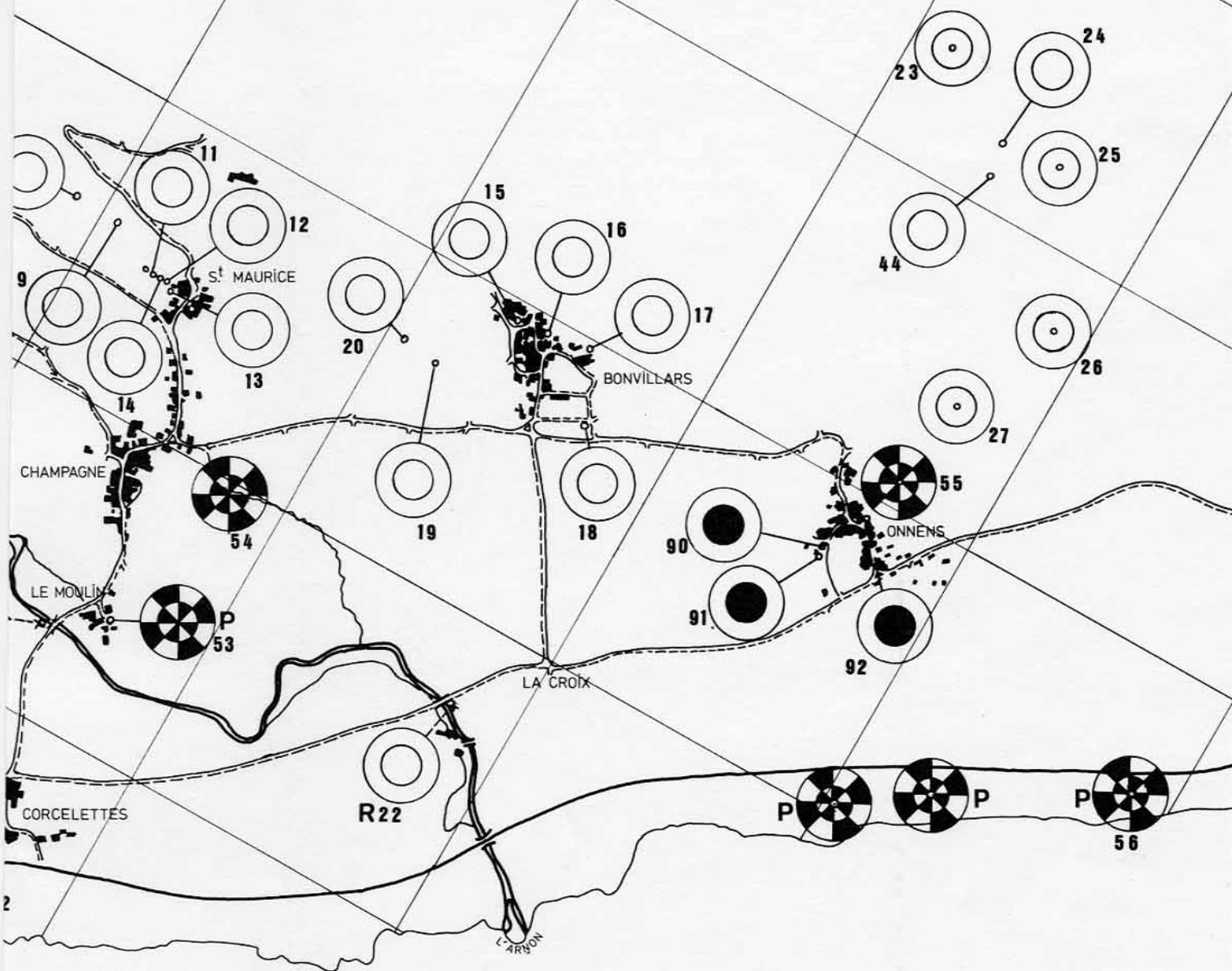
--- = AXES LÉGERS

LAZREG 1966-1968









LAC DE NEUCHÂTEL

Planche VII

1.1

1.2

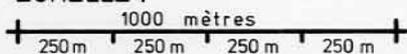
1.3

1.4

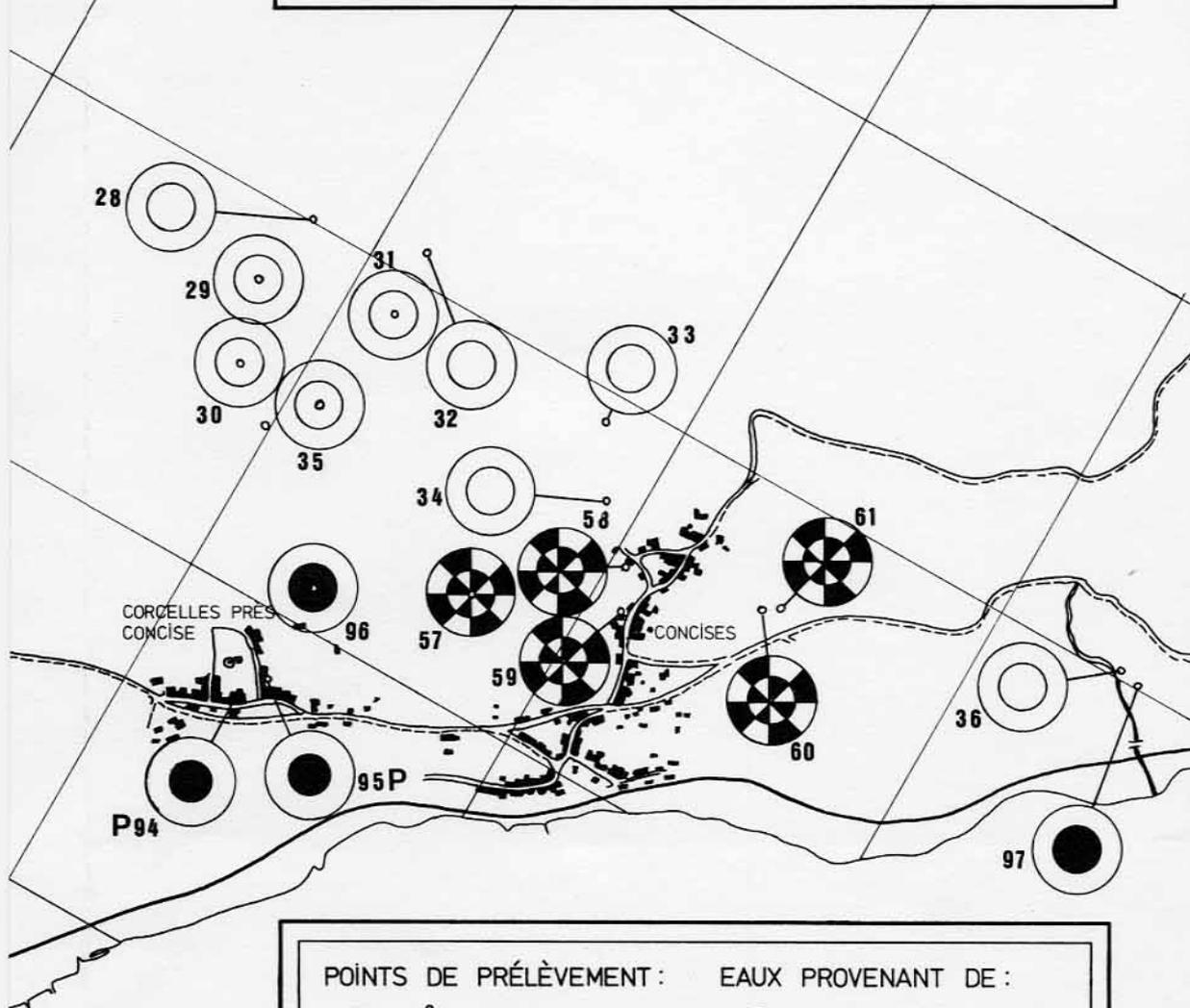
# PLANCHE VII

## ÉTUDE HYDROGÉOLOGIQUE CARTE DES SOURCES

ÉCHELLE :



LAZREG 1966-1968



POINTS DE PRÉLÈVEMENT :



SOURCE



SOURCE



PUITS



ÉCHANTILLONS

EAUX PROVENANT DE :



CALCAIRES



GRAVIERS



MOLASSES



LIMONS

