



HAL
open science

**Géologie de la feuille de Voiron au 1/50 000° : études sur
le Miocène et le Quaternaire de l'avant pays alpin.
Alpes françaises.**

Eberhard Steinfatt

► **To cite this version:**

Eberhard Steinfatt. Géologie de la feuille de Voiron au 1/50 000° : études sur le Miocène et le Quaternaire de l'avant pays alpin. Alpes françaises.. Sciences de la Terre. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1975. Français. NNT : . tel-00562404

HAL Id: tel-00562404

<https://theses.hal.science/tel-00562404>

Submitted on 3 Feb 2011

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

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

Doctorat de 3^e cycle
N° d'ordre

THESE

PRÉSENTÉE

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE
GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^{eme} CYCLE

SPECIALITE : GEOLOGIE APPLIQUEE
MENTION : STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE

PAR

Eberhard STEINFATT

GEOLOGIE DE LA FEUILLE VOIRON AU 1/50.000° :
Etudes sur le Miocène et le Quaternaire
de l'avant pays alpin

SOUTENUE LE 23 JUIN 1975 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN :

Président	J. DEBELMAS	Professeur
Examineurs	M. GIDON	Maître de Conférences DIRECTEUR DE THESE
	G. MONJUVENT	Maître de Recherche CNRS

M. COHEN-ADDAO Jean-Pierre	Spectrométrie physique
M. COULOMB Max	Biochimie médicale
M. CROUZET Guy	Radiologie
M. CROUZET Guy	Physique du solide
M. DELOBEL Claude	M.I.A.G.
M. DUSSAUD René	Mathématiques (G.U.S.)
M. ETTERADOSSI Jacqueline	Physiologie
M. FAURE Jacques	Médecine légale
M. FONTAINE Jean-Marc	Mathématiques Pures
M. GENSAIC Pierre	Botanique
M. GUDON Maurice	Géologie
M. GRUFFITHS Michal	Mathématiques appliquées
M. GROS Yves	Physiques (stag.)
M. GROULAND Joseph	Biochimie médicale
M. GUILTON Jacques	Chimie
M. IVANES Marcel	Electricité
M. JALBERT Pierre	Histoire
M. KRAKOWIAK Sacha	Mathématiques appliquées
M. LAZEROWICZ Jeannine	Physique
M. LEROY Philippe	Mathématiques
M. LOISEAUX Jean-Marie	Physique Nucléaire
M. MACHE Régis	Physiologie végétale
M. MAGNIN Robert	Hygiène et médecine préventive
M. MARECHAL Jean	Mécanique
M. MARTIN-BOUTER Michal	Chimie (O.S.)
M. MICHELIER Jean	Physique (U.T., M ^{an})
M. MINIER Colette	Physique
M. MICOUD Max	Maladies Infectieuses
M. NEGRE Robert	Mécanique
M. PARAMELLE Bernard	Pneumologie
M. PEGOUUD François	Analyse (U.T. B)
M. PEFFEN René	Métiurgie
M. PELIGNOT Jean	Physiologie animale
M. PERRET Jean	Neurologie
M. PHILIP Xavier	Rhumatologie
M. RACHAT Michal	Médecine Interne
M. RACINET Claude	Dynécologie et obstétrique
M. RAYNAUD Harryé	M.I.A.G.
M. RAYNAUD Maurice	Chimie
M. REVAUDET Jacqueline	Bactériologie
M. RICHARD Lucien	Botanique
M. RIVAUDO Marguerite	Chimie macromoléculaire
M. ROWLER Guy	Mathématiques (U.T. B)
M. SPOFF Jean Claude	Chimie Générale
M. STEIBNER Paul	Anesthésiologie
M. STIEBNER Pierre	Anatomie pathologique
M. VIRVOSOS Constantin	Radiologie

MAITRES DE CONFÉRENCES ASSOCIÉS

- M. CRABBE Pierre
- M. CABOT
- M. CURRIE Jan

CHARGÉS DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFÉRENCES

- M. BARGE Michal
- M. CONTAMIN Charles
- M. CORDONNIER Daniel
- M. DENIS Bernard
- M. KOLODIE Lucien
- M. RAMBAUD Pierre
- M. ROCHAT Jacques

MÉTIERS DU CORPS ENSEIGNANT DE L'I.N.P.S.

PROFESSEURS TITULAIRES	
M. BENOIT Jean	Radiobiologie
M. BESSON Jean	Electrochimie
M. BONNETAIN Lucien	Chimie Minérale
M. BONNIER Etienne	Electrochimie, Electronétalurgie
M. BRISSENOU Pierre	Physique du solide
M. BUIE-BODIN Maurice	Electronique
M. COUMES André	Radiobiologie
M. FELICI Rost	Electrochimie
M. FAUHEMET René	Physique du solide
M. PERRET René	Servomécanismes
M. SANTON Lucien	Mécanique
M. SILBER Robert	Mécanique des Fluides
PROFESSEUR ASSOCIÉ	
M. BOUDOURIS Georges	Radiobiologie
PROFESSEURS SANS CHAIRE	
M. BLIMAN Samuel	Electronique
M. BLOCH Daniel	Physique du solide et Cristallographie
M. COHEN Joseph	Electrochimie
M. DURAND Francis	Métiurgie
M. MOREAU René	Mécanique
M. POLOUADOFF Michal	Electrotechnique
M. VEILLON Gérard	Informatique fondamentale et appliquée
M. ZAWORSKY François	Electronique
MAITRES DE CONFÉRENCES	
M. BOUYARD Maurice	Génié mécanique
M. CHARTIER Germain	Electronique
M. FOULARD Claude	Automatique
M. GUYOT Pierre	Chimie minérale
M. JOUBERT Jean Claude	Physique du solide
M. LACROIX Jean Louis	Géophysique
M. LANCIA Roland	Physique atomique
M. LESPINAUD Georges	Mécanique
M. MORET Roger	Electrotechnique nucléaire
M. ROBERT François	Analyse numérique
M. SABONNADIÈRE Jean Claude	Informatique fondamentale et appliquée
M. SAUCIER Gabriel	Informatique fondamentale et appliquée
MAITRE DE CONFÉRENCES ASSOCIÉ	
M. LANDAU Jean Doré	Automatique
CHARGÉ DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFÉRENCES	
M. ANCEAU François	Mathématiques appliquées

Fait à St Martin d'Hères JANVIER 1974

M. Michel SOUTIF
M. Gabriel CAU

Présidents M. Louis REEL
Vice-Présidents M. Lucien BONNETAÏN
Jean BENOÏT

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

PROFESSEURS TITULAIRES

M. ANGLÈS D'AURIAU Paul
ARIAUD Georges
ARNAUD Paul
AUBERT Guy
AYAT Yves

Mme BARBIER Marie-Jeanne
M. BARBIER Jean-Claude
BARBIER Reynold
BARJON Robert
BARJOU Fernand
BARRIE Jean-René
BEAUDOING André
BERNARD Alain
BERTRANDIAS François

Mme BEZES Henri

M. BLANCHER Maurice
BOLLLET Louis
BONNET Georges
BORNET Jean-Louis
BONNET-ÉVARD Joseph
BOUCHERLE André
BOUCHEZ Robert
BOUSSARD Jean-Claude
BRAYARD Yves

M. CABANEL Guy
CALAS François
CARNAZ Gilbert
CAU Gabriel
CAUGUIS Georges
CHABAUT Claude
CHAPAGNON Robert
CHATEAU Robert
CHIBON Pierre
COEUR André
COMTEMIN Robert
COUDERIC Pierre

Mme CRATA Antoine
M. DEBELMAS Anna-Maria
DEBELMAS Jacques
DEGRANGE Charles
DEPORTES Charles
DESRE Pierre
DESSAUX Georges
DODU Jacques
DOLIQUE Jean-Michel
DREYFUS Bernard
DUCROS Pierre
EUGÈNE Pierre
FAU René

Mécanique des fluides
Clinique des maladies infectieuses

Chimie
Physique
Physique approfondie
Électrochimie
Physique expérimentale
Géologie appliquée
Physique nucléaire
Biophysique
Statistiques
Clinique chirurgicale
Pédiatrie
Mathématiques Pures
Mathématiques Pures
Chirurgie générale
Mathématiques Pures
Mathématiques Pures
Informatique (IUT B)
Électrochimie
Clinique ophtalmologique
Pathologie médicale
Chimie et Toxicologie
Physique nucléaire
Mathématiques Appliquées
Géographie
Clinique rhumatologique et hydrologie
Anatomie
Biologie animale et pharmacodynamie
Médecine légale et Toxicologie
Chimie organique
Mathématiques Pures
Oto-Rhino-Laryngologie
Thérapeutique
Biologie animale
Pharmacie chimique et chimie analytique
Clinique gynécologique
Anatomie Pathologique
Mécanique
Matière médicale
Géologie générale
Zoologie
Chimie minérale
Métallurgie
Physiologie animale
Mécanique appliquée
Physique des plasmas
Thermodynamique
Cristallographie
Clinique neuro-psychiatrique

M.

ENCAIRE Didier
GALLISSOT François
GALVANI Octave
GASTINEL Noël
GAVEND Michal
GEINDE Michel
GERSCOR Robert
GERVAÏN Jean-Pierre
GIRAUD Pierre
KHAÏNE André
KLEIN Joseph
KOSZUL Jean-Louis
KRYVCHENKO Julien
KURTZMANN Jean
LACHARME Jean
LACZAK Albert
LAJZEROWICZ Joseph
LATREILLE René
LATRAZE Jean
LAURENT Pierre
LEBEU Jean
LIBOUTRY Louis
LONGUEUE Jean-Pierre
LOUP Jean

Mlle

LUTZ Elisabeth
MALGRANGE Bernard
MALINAS Yves
MARTIN-NOËL Pierre
MAZARE Yves
MICHEL Robert
MOURQUAND Claude
MOUSSA André
NEEL Louis
OZENDE Paul
PAYAN Jean-Jacques
PEBAY-FREYROLA Jean-Claude
PASSAT André
REYARD Michel
REULOS René
RINALDI Renaud
ROGET Jean
DE REUGEYNT Jacques
SEIGNEURIN Raymond
SENTEL Philippe
SOUTIF Michel
TAKOHE Maurice
TRAYNARD Philippe
VAILLANT François
VALENTIN Jacques
VERAIN Alice
VERAIN André
VEYRET Paul
VIGNAIS Pierre
YOCOZ Jean

PROFESSEURS ASSOCIÉS

M. ASCARELLI Gianni
CHERE John
GILLESPIE John
ROCKFELLAR Ralph
WOHLFARTH Erich

Chimie physique
Mathématiques Pures
Mathématiques Pures
Analyse numérique
Pharmacologie
Électrochimie
Mathématiques Pures
Mécanique
Géologie
Physique générale
Mathématiques Pures
Mathématiques Pures
Mécanique
Thermodynamique
Biologie végétale
Physique
Chirurgie générale
Biochimie pharmacologique
Mathématiques Appliquées
Clinique médicale
Géophysique
Physique nucléaire
Géographie
Mathématiques Pures
Mathématiques Pures
Clinique obstétricale
Sémiologie médicale
Clinique médicale A
Minéralogie et Pétrographie
Histologie
Chimie nucléaire
Physique du Solide
Botanique
Mathématiques Pures
Physique
Chimie systématique
Thermodynamique
Physique Industrielle
Physique
Clinique de pédiatrie et de puériculture
Neuro-chirurgie
Microbiologie et Hygiène
Zoologie
Physiologie
Chimie générale
Zoologie
Physique Nucléaire
Catalyse électronique
Pharmacie générale
Physique
Géographie
Biochimie médicale
Physique nucléaire théorique

Mme

BOUCHET Yves
BRODEAU François
BUISSON Régis
BUITEL Jean
CHAMBAZ Edmond
CHAMPETIER Jean
CHEPADANE Hervé
CHAUVERINA Jean

Mlle

AGNIUS-DELOD Claudine
ALARY Joseph
BELOUZKY Elie
BEZAKEN Claude
BERTANDIAS Jean-Paul
BIAZET Jean-Pierre
BOINIER Jéne
BRUGEL Lucien
CARLIER Georges
DEPASSEL Roger
GAUTHIER Yves
GAUTRON René
GIDON Paul
GLENAT René
HACQUES Gérard
KOLLARD Daniel
HUGONOT Robert
IDELMAN Simon
JANIN Bernard
JOLY Jean-René
JULLIEN Pierre
KHAÏNE Josette
KUHJ Gérard
LUI-DUC-Cuong
MAYNARD Roger
MULLER Jean-Michel
PERRAUX Jean-Jacques
PIFISTER Jean-Claude
PIERY Yves-Th
REBOC Jacques
REVOLO Michel
REYMOND Jean-Charles
ROBERT André
SARRAZIN Roger
SARRAT-REYNAUD Jean
SIBILLE Robert
SIROT Louis
SOUTIF Jeanne
VIALON Pierre
VAN CUTSEI Bernard

M.

AMBARD Pierre
AMBOISE-THOMAS Pierre
ARMAND Yves
BEGUIN Claude
BILLET Jean
BOUCHARLAT Jacques
BOUCHE Liane
BRODEAU François
BUISSON Régis
BUITEL Jean
CHAMBAZ Edmond
CHAMPETIER Jean
CHEPADANE Hervé
CHAUVERINA Jean

PROFESSEURS SAUS CHAIRE

Physique pharmaceutique
Chimie analytique
Physique
Mathématiques appliquées
Mathématiques appliquées
Mécanique
Chimie générale
Énergétique
Biologie végétale
Physique
Mécanique des Fluides
Sciences biologiques
Chimie
Géologie et Minéralogie
Chimie organique
Calcul numérique
Hématologie
Hygiène et Méd. Préventive
Physiologie animale
Géographie
Mathématiques pures
Mathématiques appliquées
Physique
Chimie organique
Anatomie et chirurgie
Géologie
Construction Mécanique
Chirurgie générale
Physique générale
Géologie
Mathématiques appliquées

Je ne voudrais pas manquer de présenter mes remerciements à toutes les personnes qui m'ont aidé dans la réalisation de mon travail.

Je remercie en particulier M. le Professeur J. Debelmas qui a bien voulu me confier l'exécution du levé géologique de la feuille Voiron.

Je sais gré à M. le Professeur F. Bourdier de m'avoir accompagné sur le terrain où il m'a prodigué ses conseils.

Ma reconnaissance s'adresse tout particulièrement à M. M. Gidon qui a porté un intérêt constant à l'évolution de mon travail et n'a ménagé pour moi ni son temps ni son aide.

Je remercie également M. G. Monjuvent, chargé de recherches au C.N.R.S. et M. D. Fournier qui m'ont accompagné sur le terrain et aidé dans la réalisation matérielle de la thèse.

J'exprime ma reconnaissance à Mlle A. Martin du Laboratoire de Géologie de l'Université de Paris qui a analysé au diffractomètre les minéraux argileux d'un échantillon recueilli au Futeau et à M. G. Truc du Laboratoire de Géologie de l'Université de Lyon qui a déterminé la faune vallésienne de la région de Château-Vallin.

J'ai également une pensée de gratitude envers M. F. Langenfeld, géologue à Metz, qui m'a aidé à élucider quelques difficultés d'ordre linguistique.

Enfin, je remercie tous les membres du personnel du Laboratoire de l'Institut Dolomieu qui ont contribué à la réalisation de cette thèse.

SOMMAIRE

pages

AVANT-PROPOS	5
INTRODUCTION	7
1) Cadre Géographique	
2) Cadre Historique	
<u>Première Partie : LES TERRAINS ANTEQUATERNAIRES</u>	
<u>Chapitre I : LES TERRAINS ANTEMIOCENES</u>	9
<u>Chapitre II : LES TERRAINS MIOCENES</u>	9
Introduction	
A) Le Secteur A	
1) Stratigraphie	9
a) Zone de Miribel	10
- Le Miocène inférieur = Formation I	
- Miocène moyen = Formation II et III	
-- Formation II	
-- Formation III	
b) Zone de Saint-Béron	12
(Miocène inférieur et moyen = Formations I, II et III)	
c) Résumé de la description stratigraphique du Secteur A	
2) Tectonique du Secteur A	13
B) Le Secteur B	
1) Stratigraphie (Formation IV et V)	14
a) Zone de Pont-de-Beauvoisin	
b) Zone de Velanne	
c) Zone de Merlas	
d) Zone de Voiron	
e) Zone de Réaumont	
2) Tectonique du Secteur B	17
C) Le Secteur C	
1) Stratigraphie	18
a) Zone de Paladru	
- Formation conglomératique ou Formation V	
- Les intercalations dans la succession conglomératique	
b) Zone de Torchéfelon	
2) Tectonique du Secteur C	23
D) Observations paléogéographiques et conclusions	
1) Période Antémiocène	23
2) Période Miocène	23
a) Formation I	
b) Formation II	
c) Formation III	
d) Formation IV	
e) Formation V	

<u>Chapitre III : L'ALTERATION DES CONGLOMERATS MIOCENES</u>	28
Introduction	
1) Carrière de la Sylve Bénite	
2) Le mont Velanne	
3) Virieu	
4) Les Abrets	
Conclusion	

<u>Chapitre IV : LE PLIOCENE</u>	30
----------------------------------	----

Deuxième Partie : LES TERRAINS QUATERNAIRES

Généralités et Méthodes d'étude

<u>Chapitre I : DESCRIPTION DES DEPOTS GLACIAIRES TYPIQUES</u>	32
A) La moraine de fond	33
B) Les vallums morainiques	34
1) Les vallums à matériau très hétérométrique	
2) Les vallums à matériau peu hétérométrique	

<u>Chapitre II : LES FORMES ET DEPOTS FLUVIOGLACIAIRES ET FLUVIATILES</u>	36
Généralités	
A) Les chenaux tangentiels et transversaux	36
B) Les cônes de déjection et les plaines fluvioglaciaires	37
1) lorsque le dépôt est purement fluviatile	
2) les dépôts polygéniques	
a) le Gayet	
b) Servès	
c) La Murette, la Guilletière	
d) le Pontet	
Conclusion	
C) Les dépôts d'argiles et de sables fins	38
1) les argiles	
2) les sables	

<u>Chapitre III : LES DEPOTS FINI ET POSTWURMIENS</u>	39
A) Les cônes de déjection et les plaines alluviales	
1) les cônes de déjection	
2) les plaines alluviales	
B) Les tufs	
C) Les éboulis	
D) Les tourbes	
E) Altération des dépôts fini et postwurmiens	

<u>Chapitre IV : QUELQUES AFFLEUREMENTS REMARQUABLES</u>	42
A) La carrière de la Sylve Bénite	
B) La gravière du Futeau	
C) La gravière de Chabons	
D) Gravière au Sud-Ouest de Vaux près de Chabons	
E) Les gravières du Vivier des Chartreux situées au Nord du Grand Vivier	
F) Gravière de Saint-Etienne-de-Crossey	
G) La gravière du Fournet	
H) Affleurements sableux au bord de la route la Pâle/le Donnat	

	pages
<u>Chapitre V : OBSERVATIONS D'INTERET GENERAL</u>	45
A) Les stries glaciaires	45
1) Observations de terrain	
2) D'où proviennent les stries	
3) Disparition des stries	
B) Le transport des matériaux par la glace	47
C) Stratification des dépôts morainiques	48
D) Les systèmes marginaux glaciaires	49
Introduction	
1) Dispositif élémentaire	
2) Dispositif composite, normalement développé	
3) Variations en fonction du recul glaciaire	
4) Variations en fonction de la topographie préexistante :	
Analyse des dispositifs à lacs frontaux	
Considérations sur la formation des lacs de barrage frontaux	
5) Variation en fonction de l'apport en eaux de ruissellement des régions non englacées	
<u>Chapitre VI : L'ALTERATION DES DEPOTS QUATERNAIRES WURMIENS OU ANTEWURMIENS</u>	58
<u>Chapitre VII : HISTORIQUE DU RETRAIT GLACIAIRE</u>	60
Etape ancienne et Etape I	
Etape II	
Etape III	
Etape IV	
Etape V	
Etape VI	
Etape VII	
Etape VIII	
Etape IV	
Etape X	
Etape XI	
Etape XII	
<u>Chapitre VIII : PERSPECTIVES NOUVELLES</u>	70
BIBLIOGRAPHIE	73
<u>Troisième Partie : PLANCHES ET FIGURES</u>	

AVANT-PROPOS

L'intérêt inépuisable que présentaient les Alpes explique peut-être le fait que les régions avoisinantes et les avant-pays de la chaîne firent plus rarement l'objet de recherches.

Depuis un demi-siècle environ les travaux exécutés sur les 2 formations péri-alpines, que sont la molasse et les dépôts quaternaires, étaient devenus rares. Le moment était venu de revoir les problèmes posés par ces formations, à la lumière des connaissances acquises sur la géologie alpine et en mettant en œuvre les moyens et techniques plus modernes, tels que : fond topographique détaillé au 1/20.000e, photo aérienne, analyse microscopique précise, méthode radiocarbone 14.

Par ailleurs, la publication progressive de la nouvelle Carte Géologique de France à l'échelle 1/50.000e demandait pour ce secteur, entre autres, des levés géologiques plus exhaustifs afin de compléter ou, lorsqu'il s'avérait indispensable, de rectifier l'ancienne publication au 1/80.000e. Il semblait alors judicieux de concilier cette double nécessité en prenant pour base de recherches un levé de carte géologique précis ; la feuille Voiron (fig.2, Pl.II) offrait les avantages suivants :

1) Il était possible de conserver les limites de la feuille dans leur presque totalité comme limite géographique d'une étude thématique ainsi définie. Les incursions hors du terrain d'études proprement dit furent réduites à un minimum indispensable à la compréhension des problèmes posés. Des régions classiques, comme celle du seuil de Rives, ont pu être ainsi replacées, avec plus de rigueur, par le biais de la cartographie systématique dans un cadre régional plus vaste.

2) Dans la presque totalité de la feuille, le substratum du Quaternaire consiste en un Tertiaire épais, assez monotone et peu tectonisé. Il a été possible, grâce à l'ampleur relative de la surface étudiée, de dégager quelques résultats intéressants les formations tertiaires, qui ne seraient pas apparus par une étude plus restreinte.

3) On savait que les zones situées au Sud de la feuille Voiron avaient été occupées par le glacier isérois, alors que le Nord était couvert par le glacier rhodanien. On pouvait attendre d'intéressants résultats concernant les relations et les influences réciproques des deux glaciers. De fait, ce fût là un thème important dans nos recherches.

L'ensemble du travail qui nous a été proposé comme sujet de thèse comportait donc en premier lieu un levé géologique précis à l'échelle 1/20.000ème de toute la feuille Voiron, en second lieu, un mémoire écrit, que nous présentons ici et qui en constitue en somme le commentaire explicatif détaillé.

Il convient donc peut-être d'apporter ici quelques précisions sur l'aspect cartographique de notre travail :

1) La feuille Voiron de la Carte Géologique de France au 1/50.000e, publiée dès 1970 par le B.R.G.M., a été dessinée en majeure partie sur la base de notre levé de carte, simplifié et interprété par M. M.Gidon.

2) La méthode classique du levé géologique qui consiste à se baser sur une succession stratigraphique nette à niveaux repères (si possible fossilifères) n'a guère été applicable dans notre cas pour les terrains miocènes (en raison de la monotonie des dépôts sur presque toute la série) et, a fortiori, pour les terrains quaternaires (dépourvus de toute stratification régulière). Nous nous sommes donc basés, faute de meilleure solution, sur l'étude exacte des pétrofaciès des différents dépôts. Nous en avons distingué toute une gamme ne présentant souvent entre eux que de minimes différences. Cette légende lithologique est complétée par une surcharge de figures morphologiques.

3) Dans un souci de vérité nous avons porté sur le levé géologique tous les affleurements observés dans des teintes soutenues. Tout ce qui n'a pas été strictement observé mais peu ou prou interprété a été noté dans les mêmes tonalités, mais plus claires : il est donc aisé pour le lecteur de vérifier d'une part sur le terrain l'exactitude de l'observation de l'affleurement et d'autre part sur la carte l'interprétation que nous en avons donnée. Ces renseignements peuvent être trouvés sur les 8 feuilles de la carte originale au 1/20.000e, dont un exemplaire est déposé à l'Institut Dolomieu à Grenoble.

INTRODUCTION

1) Cadre Géographique (Fig.1, Pl. I)

Notre terrain d'étude se localise à la bordure Ouest des Alpes. Les chaînes les plus voisines sont entaillées transversalement par des vallées profondes formant trois grands massifs bien distincts : les Bauges, la Chartreuse, le Vercors. Ces vallées, ainsi que la vallée plus large qui s'étire entre la Chartreuse et les Bauges d'un côté et le Jura de l'autre, représentaient les couloirs par lesquels se déversaient au Quaternaire les glaciers alpins du Rhône et de l'Isère. De là, ils s'épanchaient vers notre région (Fig. 67a, Pl. XXXIV).

Nous aurons affaire dans notre étude aux régions naturelles suivantes :

- 1) La vallée du Guiers de Saint-Laurent-du-Pont aux Echelles
- 2) La montagne du Ratz qui représente les contreforts Sud du Jura
- 3) Les Terres Froides jusqu'à la limite Ouest de la feuille Voiron
- 4) Le pays calme au Nord de la ligne formée par la Cluse de Chailles-les Abrets
- 5) Les environs de Voiron et Rives
- 6) La partie haute de la vallée morte de la Bièvre-Valloire.

Pour retrouver plus aisément sur les huit feuilles de la carte géologique au 1/20.000e les lieux, localités ou affleurements cités dans le texte, nous avons employé un quadrillage de 64 quadrilatères annotés de A à H en abscisse et de 1 à 8 en ordonnée ; exemple : Voiron (E 8) (Fig. 60, Pl. XXXI).

2) Cadre Historique

Peu d'anciens géologues s'intéressèrent aux problèmes posés par les avant-pays alpins et les études faites à ce sujet restèrent longtemps sporadiques. Les uns s'attachèrent au problème des terrains antéquatérinaires, d'autres aux dépôts quaternaires en se bornant en général à la région peu étendue du Seuil de Rives et de la Bièvre-Valloire.

Si l'on excepte la publication de GUEMARD (1831) qui n'est à vrai dire qu'une énumération des curiosités géologiques et minéralogiques rencontrées sur le département isérois, nous pouvons considérer que les travaux de Ch. LORY, publiés dans son ouvrage "Description Géologique du Dauphiné" et dans la première édition de la Carte Géologique de France au 1/80.000e, furent les premiers dans leur genre et d'un intérêt scientifique certain.

Ch. LORY resta longtemps le seul à fournir une étude intéressante et complète de la région. Ses observations de terrain, déjà très fouillées, n'ont perdu à nos jours que fort peu de leur valeur scientifique. Elles seront pour nous en partie le point de départ des nouvelles recherches à effectuer.

A la fin du siècle dernier paraît la feuille Chambéry de la Carte Géologique de France au 1/80.000e dont la rédaction est due à DOUXAMI. FONTANNES établit une liste complète des fossiles de la molasse sableuse qui trahissent un faciès littoral. FALSAN et CHANTRE publient leur grand inventaire des blocs erratiques de toute la zone périalpine française. En 1898 KILIAN et PACQUIER notent la découverte des restes d'un Lophiodon dans les sables siliceux bigarrés éocènes.

Animés par les recherches fondamentales de PENK et BRUCKNER sur les glaciations alpines au Quaternaire, les géologues français du début de ce siècle, reconnaissant l'intérêt de ces travaux, élargissent le champ de leurs études aux nombreux problèmes posés par le Quaternaire dans toute la région des Alpes et jusqu'à la plaine de la Bièvre-Valloire dans notre cas particulier.

En 1904 la révision de la feuille Grenoble de la Carte Géologique de France donne à HITZEL l'occasion de reprendre les recherches sur les formes quaternaires. Il affirme que les dépôts glaciaires sont construits uniquement au détriment des poudingues miocènes. Il soutient qu'une langue glaciaire rhodanienne est remontée la vallée de l'Ainan jusqu'à Chirens, peut-être même au-delà et il pense que les

eaux de fonte se déversaient par Apprieu et par le Rousset-Voiron. Plus tard, ces deux passages étant obstrués par les moraines de Chirens et du Rousset qui formaient barrage, les eaux auraient emprunté la voie de Saint-Nicolas-de-Macherin, Saint-Etienne-de-Crossey, Coublevie.

Vers 1910, le géographe R. BLANCHARD étudie avec soin la région du Seuil de Rives ainsi que le secteur Sud-Ouest de la feuille Voiron. Il dénombre à l'Ouest de la gare de Rives six moraines frontales du glacier isérois (la première étant celle du Gros Molard) qui seraient les vestiges de six stades de glaciation différents et qui se seraient modifiées chacune (Fig.102, Pl. L) en rebord de nappes fluvioglacières subordonnées.

Les observations de BLANCHARD sont une remarquable contribution à la connaissance du Quaternaire, cependant nous serons obligés, au cours de notre exposé, de réfuter certaines de ses interprétations.

Après quelques publications mineures (COMBAZ, KILIAN et TERMIER) paraissent entre 1952 et 1963 quatre grands ouvrages synthétiques. Ce sont les ouvrages de GIGNOUX et MORET, de M. Yves BRAVARD, de M. Frank BOURDIER et de M. G. DEMARCQ.

Dans sa grande thèse de géographie "Le Bas-Dauphiné, Recherches morphologiques sur un piémont alpin" M. Yves BRAVARD décrit de très nombreux détails morphologiques et géologiques rencontrés dans la région du Bas-Dauphiné. Il note les résultats de quelques recherches faites sur la datation des tourbes de la région. Ces résultats sont complétés ultérieurement par l'étude de Mme SITTLER-BECKER sur le forage de Chirens.

Soutenues par une très importante recherche bibliographique, les observations de terrain, publiées par M. Frank BOURDIER dans sa thèse "Le Quaternaire dans le bassin du Rhône", constituent une large fresque de toutes les connaissances relatives aux formations quaternaires dans la région Rhône-Alpes.

M. DEMARCQ trace dans son ouvrage : "Etude stratigraphique du Miocène Rhodanien" les limites du delta de Voreppe au Miocène et démontre les relations stratigraphiques et chronologiques entre les différents terrains tertiaires du Bas-Dauphiné.

En 1966, enfin, Mme BOCQUET avait publié à ce sujet une intéressante étude sur l'origine géographique des galets du matériel du delta de Voreppe.

Première partie : LES TERRAINS ANTEQUATERNAIRES

Chapitre I : LES TERRAINS ANTEMIOCENES

Ce n'est que dans l'anticlinal du Ratz (pli le plus externe de la Chartreuse) que nous trouvons des terrains antérieurs au Miocène. Etant donné que ces terrains n'ont pas fait l'objet d'une étude approfondie de notre part, nous nous bornerons ici à ne les mentionner que brièvement, ce qui permettra néanmoins de donner une image exhaustive de la feuille Voiron.

Le cœur de l'anticlinal est formé par du Jurassique calcaire et marnocalcaire visible dans les Gorges de Chailles (H 3). Au-dessus du Jurassique, les couches du Crétacé inférieur sont principalement formées par les calcaires de l'Urgonien. Elles apparaissent en surface sur une très grande étendue de l'anticlinal. Le Crétacé supérieur manque dans toute la région étudiée, car il correspond à une période de soulèvement pendant laquelle les calcaires du Crétacé inférieur - en particulier les calcaires urgoniens - ont été karstifiés.

Ce n'est qu'à l'Eocène que nous voyons apparaître quelques rares dépôts sableux arkosiques dans les poches de la karstification. Mis à part les dépôts éocènes déjà mentionnés par les anciens auteurs et exploités en leur temps comme sables réfractaires, nous pouvons signaler une poche de 2m de diamètre (non exploitée) près de la localité le Buyat (H 5). Les sables trouvés dans cette poche d'Urgonien présentent des grains quartzitiques clairs dans une matrice pulvérulente ocre jaune. Les grains quartzitiques ont un diamètre de 0,1 à 3 mm et montrent des arêtes vives, ce qui permettrait de supposer que le transport auquel ils ont été soumis a été relativement peu important.

De même que le Crétacé supérieur, l'Oligocène n'affleure nulle part sur notre terrain. Il n'a été trouvé que dans les forages de la Société des Pétroles de Valence, par exemple à l'Est de Paladru (D 3), à environ 500 m de profondeur.

Le Miocène enfin, comme l'ont signalé déjà maints auteurs, est transgressif dans toute la région sur les terrains précédemment cités. (Crétacé inférieur à l'Est, Jurassique plus à l'Ouest). Nous verrons par la suite quelles observations, sur notre terrain, étayent cette idée de transgression.

Chapitre II : LES TERRAINS MIOCENES

INTRODUCTION

La rareté des fossiles dans toute la région étudiée, sauf au Burdigalien, rend une subdivision des étages miocènes très délicate. C'est sur la base des variations des caractères lithologiques que nous avons établi une distinction en Miocène inférieur, moyen et supérieur. (Cette subdivision provisoire ne correspond donc pas à l'échelle internationale).

Pour la description stratigraphique et tectonique il convient, en raison des grandes dimensions du terrain étudié, de distinguer selon divers critères - topographiques, tectoniques et lithologiques - trois grands secteurs que nous subdiviserons ultérieurement en zones (Fig. 3, Pl. III) :

- 1) Le secteur A "du chaînon le plus externe de la Chartreuse" (chaînon du Ratz)
- 2) Le secteur B "des molasses sableuses", à l'Ouest du chaînon du Ratz
- 3) Le secteur C "des poudingues", situé à l'Ouest du secteur molassique.

A) SECTEUR A

1) Stratigraphie

Ce n'est que dans ce premier secteur qu'affleure le Miocène inférieur. Il subsiste en grands lambeaux au sommet et sur les flancs de la voûte anticlinale du Crétacé, dont il ne se sépare guère morphologiquement, en raison de la ressemblance de leur matériau.

Ce secteur peut être subdivisé à son tour en deux zones, séparées l'une de l'autre par la ligne longeant le flanc subvertical Ouest du chañon du Ratz.

a) Zone de Miribel

Le Miocène inférieur est essentiellement représenté par une succession calcaire appelée ici Formation I, d'une épaisseur ne dépassant pas 30 m au Sud de Miribel (G 5), mais pouvant atteindre exceptionnellement 80 m au Nord de la Cluse de Chailles (H 3).

Ces calcaires lités en bancs de 3 à 25 cm d'épaisseur se distinguent dans la topographie des calcaires urgoniens massifs et durs par une plus grande douceur des formes.

Dans la région de Saint-Franc (H 3) nous pouvons discerner deux barres calcaires dures de 5 à 10 m d'épaisseur, espacées de 50 m environ, intercalées dans la série plus tendre (Fig. 4, Pl. IV).

- Le Miocène inférieur = Formation I

L'étude stratigraphique se fait aisément soit à la sortie des Gorges de Chailles (H 3) pour la base, soit plus au Nord, dans la région de Saint-Franc (H 3) et de la Bridoire (H 1) pour l'ensemble de la Formation I.

Le Miocène inférieur débute par une petite succession détritique en bancs de 3 à 25 cm d'épaisseur, l'ensemble atteignant 30 m au maximum. Ce sont des grès vert foncé ou gris à ciment calcaire ou des conglomérats également à ciment calcaire. Les éléments de ces derniers, assez bien roulés, peuvent dépasser la taille d'un poing et sont généralement aussi calcaires (Fig. 6, Pl. V).

Cette succession de base est peu répandue et n'affleure qu'aux environs de la sortie aval des Gorges de Chailles (H 3) et à l'Est de la Renardière (G 3), où elle prend l'aspect d'une brèche urgonienne (Fig. 16, Pl. XI).

En général, le Miocène inférieur commence par une succession détritique plus calcaire que la précédente. Les lits sont plus minces mais très durs, recelant une faune marine extrêmement riche en bryozoaires, en oursins et en huîtres, en particulier Pecten praescabriusculus qui permit aux anciens auteurs l'attribution de ces couches au Burdigalien.

Ces calcaires détritiques sont de couleur gris foncé tirant parfois vers le bleu ou le vert. Par altération, la roche devient jaunâtre. Le ciment peu abondant et quelques grains plus grossiers, arrondis ou bien roulés sont entièrement calcaires. Les grains moyens sont calcaires ou quartzitiques. Ces derniers sont en général légèrement roulés.

A ces éléments peuvent se mêler en petit pourcentage de la silice, des grains de quartz, de feldspath, de magnétite, des micas blancs et des grains ronds de la glauconie.

Ces calcaires détritiques dérivent en grande partie de la destruction des calcaires crétacés sous-jacents, puisque nous retrouvons encore dans les gros grains arrondis des foraminifères en section entière du Crétacé, tels que des orbitolines (Photo n° 1, Pl. LVII) (p. 10).

Vers le haut de la succession du Miocène inférieur, le grain des éléments diminue en taille, le ciment calcaire adhère moins aux grains et l'aspect conglomératique passe, en conséquence, à un aspect granuleux. Aussi, rencontrons-nous plus fréquemment quelques lits gréseux arkosiques et même micacés luisants, par exemple dans les barres dures mentionnés plus haut (Fig. 4, Pl. IV).

- Miocène moyen = Formation II et III

Nous attribuons au Miocène moyen, à la suite des auteurs, tout d'abord une formation d'argiles de marnes, ou "Formation II", suivie d'une formation sablo-gréseuse, la "Formation III".

Formation II (épaisseur très variable, jusqu'à 80 m)

(Fig. 5, Pl. IV et Fig. 7, Pl. VI)

Les argiles et marnes bleues que nous rencontrons dans la formation II sont tendres et finement litées en bancs de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur. Lorsqu'elles sont altérées, elles s'effritent facilement et deviennent bleu plus foncé ou jaunâtres.

Elles constituent dans la topographie les creux et les petits cols d'érosion du flanc Est de l'anticlinal. Elles affleurent dans le fond des ruisseaux et ne renferment apparemment pas de macrofossiles.

Ces argiles et marnes, lorsqu'elles sont gorgées d'eau, gonflent et sont alors susceptibles de glissements. Il est aisé d'observer ce fait lorsque la surface topographique est plus ou moins parallèle au pendage. Tout le versant au Sud du Perron (G 7) (Est de Saint-Aupre) par exemple est en mouvement ; le dernier grand glissement ayant eu lieu au début du siècle.

Formation III (épaisseur dépassant probablement 300 m)

Succession sablogréseuse à alternances marnocalcaires qui commence, sur tout le flanc Est de l'anticlinal, par quelques bancs gréseux (membre III.1) de plus de 5 m d'épaisseur, très durs, formant dans la topographie, comme premier niveau de repère, une ligne de crêtes interrompue passant, du Nord au Sud, par Landrey (H 2), les points 663, 672 (H 2), le Trouillet (H 3), l'Arenier (H 3), Chailles (H 3), le Bois du Lignarey (H 5), Notre-Dame du Château (H 5) près de Miribel, les points 564 (H 5), et 599,5 (G 7), la Cote (G 7) et le point 579 à l'Est du Perron (G 7).

L'épaisseur totale de ces couches dures est de l'ordre d'une vingtaine de mètres et reste relativement constante. Ces grès sont jaunes à grain de taille fine à moyenne et le ciment est calcaire (Fig. 5, Pl. IV et Fig. 7, Pl. VI).

Le membre III.2 que nous décrirons maintenant présente un faciès variable.

Dans la région de Chailles (H 3) et plus au Nord, le membre III.2 est formé par une alternance de grès jaunes et de marnocalcaires bleus.

Les grès sont généralement constitués de bancs de 10 à 20 cm composant des ensembles de 3 à 8 m d'épaisseur. Le passage entre grès et marnocalcaire est assez brutal.

Les marnocalcaires sont plus finement lités et s'organisent en unités de 3 à 5 m d'épaisseur.

Nous rencontrons également quelques passages silteux de couleur bleu foncé. Ils résistent mieux à l'érosion des ruisseaux que les marnocalcaires.

Une description stratigraphique plus détaillée de ce membre semble malaisée, car les dépôts se sont faits sous forme de vastes lentilles. L'alternance se poursuit normalement ; seul, vers le haut de la succession, le grain devient plus fin et les marnocalcaires dominants ; toutefois, la similitude des couches ne permet pas de déceler la présence éventuelle d'une tectonique qui provoquerait des redoublements.

Au Sud de Chailles et dans la région de Miribel, les couches marnocalcaires sont plus rares dans les niveaux inférieurs du membre III.2 ; le faciès y devient plus gréseux, le grain plus gros. Une coupe observée dans le ruisseau à 400 m au Sud des Tartarins (H 4) par exemple montre une succession gréseuse jaune avec quelques rares intercalations de silts gris bleuâtre ou de marnes bleues. Nous y avons différencié des successions à grain fin et à grain plus gros ; les bancs n'ayant que 1 à 10 cm de puissance.

Près de Miribel (H 5), les grès jaunes, lités en bancs plus épais (50 cm) que les marnocalcaires (10 cm), montrent parfois une stratification lenticulaire (Fig. 8, Pl. VI).

Nous rencontrons en outre dans cette région des lentilles de poudingues pouvant atteindre, à la base de la succession, 5 à 10 m et ne dépassant dans la partie supérieure que rarement 50 cm d'épaisseur.

L'une de ces lentilles microconglomératiques dans le ruisseau de la Morge (Ouest-Nord-Ouest du Guillet) (H 6) recérait quelques débris d'huîtres.

Dans ces conglomérats, nous avons relevé la présence de quelques galets marneux gris foncé tirant vers le bleuâtre, aplatis et arrondis, ayant moins de 5 cm de diamètre et pouvant résulter de la destruction de dépôts miocènes antérieurs récents.

Dans les niveaux supérieurs du membre III.2, au Sud de Chailles ainsi que dans la région de Miribel, le grain est de nouveau plus fin et l'alternance de grès et de marnocalcaires se retrouve comme au Nord de Chailles.

Deux coupes nous le font voir :

- 1) La coupe des ruisseaux entre le Grenat et le Grépon (H 6) (Fig. 9, Pl. VII)
- 2) La coupe à l'Ouest de la Montagnère (H 5) (Fig. 10, Pl. VII)

Remarque pour la coupe entre le Grenat et le Grépon :

A l'altitude de 405 m, un peu en amont du confluent des deux ruisseaux, il n'était plus possible, malgré la proximité de la confluence de coordonner les deux coupes. Ce fait est dû à la disposition lenticulaire des dépôts.

b) Zone de Saint-Béron

(Miocène inférieur et moyen = Formations I, II et III)

La description stratigraphique que nous avons donnée précédemment a pu être établie essentiellement d'après les relevés exécutés sur le flanc Est de l'anticlinal. Sur le flanc Ouest par contre, les formations I à III de la série miocène sont souvent dissimulées par les dépôts miocènes molassiques postérieurs ou par les apports quaternaires. Il est donc difficile de constater avec exactitude, si le Miocène inférieur et moyen est le même sur les deux côtés de l'anticlinal.

D'après les rares affleurements visibles, nous avons l'impression que les calcaires Burdigaliens (formation I), sauf à leur base, ainsi que la première bande de marnes bleues (formation II) se sont déposés de façon semblable que sur le flanc opposé.

La succession sablogréseuse avec intercalations marnocalcaires (formation III) semble, par contre, beaucoup plus réduite. Elle reste encore bien visible dans le ruisseau des gorges près du Bataillard (H 1), ainsi qu'à 1 km à l'Ouest de God (Sud-Ouest de la Bridoire) (H 1) (Fig. 11, Pl. VIII).

Plus à l'ouest, nous passons à la formation IV sablogréseuse dans laquelle les marnes bleues sont pratiquement absentes. Cette formation sera décrite au secteur B.

c) Résumé de la description stratigraphique du Secteur A

A l'aide des divers relevés effectués dans le Secteur A, nous avons pu établir une coupe schématique et récapitulative dans laquelle nous avons tenté de rassembler et de grouper toutes les caractéristiques importantes de ce secteur. (Fig. 12, Pl. IX).

La mer miocène transgresse sur les calcaires crétacés qui, par destruction, fournissent une part du matériau de formation aux calcaires détritiques burdigaliens.

Les marnes finement litées se déposent ultérieurement, suivies d'une longue alternance de grès jaunes et de marnes silteuses bleues. A la base de cette alternance, le grain est plus gros et nous rencontrons plus fréquemment quelques bancs gréseux, même quelques intercalations locales de poudingues.

Alors que les calcaires burdigaliens sont par endroits très fossilifères, toutes les autres couches, mis à part le banc microconglomératique mentionné au paragraphe précédent, semblent ne recéler aucun macrofossile.

Les dépôts postérieurs à la formation III, hormis les dépôts quaternaires sont totalement absents dans ce secteur.

2) Tectonique

Le Jurassique et le Crétacé forment dans le Secteur A un grand anticlinal d'axe Nord 25° Est, dernière vague des mouvements alpins perceptible au niveau atteint par l'érosion. (En effet, les recherches géophysiques de la Société des Pétroles de Valence indiquent que des structures analogues existent plus à l'Ouest sous le Miocène).

a) Le flanc Est

----- montre d'abord un pendage assez régulier de l'ordre de 25° vers l'Est. Ainsi par exemple, une série de mesures faites dans le ruisseau au Sud des Tartarins (H 4) révèlent des pendages près de la route nationale de 25/25 Est et de 25/15 Est à 15/15 Est près de la source.

Vers l'Est le pendage diminue (10° à 0°) jusqu'à la faille située à 2 km au Sud-Ouest des Echelles près du Grépon (H 6) et s'étirant parallèlement à l'axe de l'anticlinal.

A l'Est de cet accident, le pendage très fort vers l'Ouest (plus grand que 70°) rappelle celui de l'éperon urgonien au Nord des Echelles (H 5), lui aussi de 20° vers l'Ouest.

Dans la petite région du Grépon et des Sappeys (H 6), tectoniquement séparée du flanc Est de l'anticlinal, nous nous trouvons en présence des mêmes terrains qu'à l'Ouest de l'accident, ainsi que nous le montrent les deux coupes à l'Est et au Nord-Est des Sappeys (Fig. 13 et 14, Pl. X).

Nous pouvons en conclure que le rejet est ici de faible importance (voir aussi tectonogramme Fig. 35, Pl. XX).

b) Le flanc Ouest

----- de l'anticlinal, parfois légèrement chevauchant sur l'avant-pays (nous avons observé au Sud-Est de Saint-Béron (H 2) la surface de contact anormale peu inclinée vers l'Est), est de ce fait beaucoup plus tectonisé (Fig. 15 et 16, Pl. XI).

Etant donné que le Burdigalien suit volontiers le mouvement du Crétacé, les éventuelles surfaces de chevauchement ou décollement devraient se situer surtout dans les argiles et les marnes de formations II et III.

Au voisinage de l'escarpement urgonien, les couches miocènes sont d'assez fort pendage vers l'Ouest.

Remarque : Entre Saint-Béron et la Bridoire, l'axe de l'anticlinal forme un angle. Dans le triangle ainsi formé de Voissant (G 3), la Bridoire (H 1) et Verel-de-Monthel (feuille La Tour du Pin -8-), triangle dont l'angle obtus est constitué par l'intersection de deux branches structurales de l'anticlinal, nous nous trouvons en présence d'une tectonique plus forte, où l'érosion eut jeu aisé.

Le fait remarquable y est l'affleurement des couches du Miocène inférieur et moyen. La rencontre des deux structures, entraînant des contraintes antagonistes, a provoqué le plissement de ces couches, lesquelles ont été affectées jusqu'à près de 1 km de l'escarpement urgonien (Fig. 35, Pl. XX).

Dans le ruisseau des gorges au Sud du Bataillard (H 1) et non loin de là, au Sud de Croibier (H 2), les pendages varient fortement d'Ouest en Est (Fig. 11, Pl. VIII).

A 300 m en aval de la coupe du Guiers (Fig. 6, Pl. V), nous avons observé en outre un très beau pli dans les couches marnocalcaires (membre III.2).

B) SECTEUR B (Fig. 19, Pl. XII)

Ce sont les faciès d'affleurement ainsi que le degré de tectonisation qui sont à la base de la subdivision du Secteur B en cinq zones différentes.

Dans les zones de Pont-de-Beauvoisin et de Voiron, les molasses sableuses du Miocène moyen (formation IV) sont en prédominance, recouvertes à leur partie sommitale par des poudingues du Miocène supérieur (formation V). Les couches sont en général subhorizontales.

Dans les zones de Velanne, de Merlas et de Réaumont s'observe la transition latérale ou verticale entre les molasses sableuses (formation IV) du secteur B et les poudingues du secteur C (formation V).

Tandis que dans les zones de Velanne et de Réaumont la tectonique se révèle pratiquement inexistante, la zone de Merlas par contre, peu sablogréseuse, présente en certains endroits de très forts pendages vers l'Ouest (coupe Est-Ouest, Fig. 32, Pl. XVIII).

1) Stratigraphie dans le Secteur B

a) Zone de Pont-de-Beauvoisin

Près du confluent de l'Ainan et du Guiers et le long de ce dernier, nous avons pu observer une série d'affleurements qui nous ont permis d'établir une coupe assez suivie et représentative indiquant notamment la présence de molasses sableuses et gréseuses jaunes (formation IV).

Les grains de la molasse ne varient guère en dimension et mesurent 1 mm de diamètre environ. Le ciment qui remplit insuffisamment les interstices est surtout de la calcite. Les couches sableuses s'altèrent facilement et prennent alors une couleur marron.

Souvent, comme par exemple près du pont du Guiers au Sud-Est de Saint-Albin-de-Vaulserre (G 2), cette succession recèle des lentilles de grès très dur, faisant saillie sur la tranche de l'affleurement, rarement parallèles à la stratification générale mais semblant plutôt être parallèles à une stratification entrecroisée (Fig. 18, Pl. XII).

Quelques rares bandes intercalées de conglomérats de quelques centimètres d'épaisseur nous renseignent sur le pendage de cette succession : faible, toujours vers l'Ouest, il est de 5° à l'Ouest de la zone, de 15° à l'Est. Il n'est pas aisé de définir le degré de tectonisation de cette région, car toute la zone est constituée de molasses sablogréseuses. Elle semble être très calme.

Nous avons relevé en divers lieux quelques particularités dans cette succession :

Au Puisat (G 1) par exemple, au Sud-Est de Pont-de-Beauvoisin, nous pouvons signaler la présence de petites couches de marnes jaunes, ainsi que des lentilles de marnes-silts bleus.

Plus au Nord près du Guillot (G 1), les silts et marnes ont gagné quelque importance.

C'est dans cette région que nous avons fait également cette singulière remarque : bien que rares dans la succession gréseuse, les marnes et les conglomérats, éléments détritiques très différents en ce qui concerne la taille des grains, se trouvent souvent lités en voisinage immédiat (Fig. 17, Pl. XII).

Nous signalerons enfin les quelques rares gisements fossilifères relevés dans la région car ils ont permis aux anciens auteurs de dater ces dépôts de l'Helvétien :

- Dans les grès à Pont-de-Beauvoisin, dans les quartiers La Pérouse et le Général (G 1).
- Dans les sables au point 309 au Sud de Bertholet au Sud-Ouest de la Folatière (F 1).
- Dans les silts et grès micacés sur le bord de la route Pont-de-Beauvoisin/les Abrets à 600 m du Sablon (E 1).

Ces trois lieux fossilifères contiennent tous des gastéropodes ou des lamelli-branches. Selon M. Demarçq, il s'agit d'une faune qui présente un caractère mixte, mi-littorale et mi-fluviolacustre. Les fossiles que nous y avons ramassés étaient très friables et se sont rapidement détruits.

b) Zone de Velanne

Cette zone de transition correspond au grand escarpement des plateaux entre Saint-Bueil (G 3) et au-delà de Pressins (F 1). Elle montre principalement des poudingues avec de fréquentes et importantes intercalations de sables gréseux, surtout à la base de l'escarpement.

Les sables du Secteur B étaient d'aspect molassique et jaunâtres. Dans la zone de Velanne, ils ne sont que beaucoup plus rarement de cet aspect, sauf le long de la route Saint-Jean-d'Avelanne/Velanne, par exemple, à environ 500 m d'altitude (F 3). En règle générale, les sables et silts de la zone de Velanne sont gris foncé avec des nuances de bleu ou de vert, rendus luisants par l'abondance des micas.

Les poudingues jaunes sont en général durs, mais à la base même de l'escarpement les conglomérats sont peu consolidés et se décomposent facilement en leurs éléments ainsi que nous avons pu l'observer clairement dans une petite carrière abandonnée près de la route les Abrets (E 1)/la Bruyère (feuille La Tour du Pin -7-) (au Nord-Est des Abrets) à l'altitude de 350 m ainsi qu'à 400 m au Sud-Est de la Brancha (G 3).

Le ciment de ces passages conglomératiques est gris foncé, couleur d'oeuf essentiellement, comme dans le cas des sables, au fort pourcentage de grains de calcaire noirâtre ; ces grains sont plus fins que ceux de la molasse sableuse jaune.

L'épaisseur de ces passages conglomératiques ou sableux gris peut varier entre 10 cm et plus de 2 m. La stratification de la succession est plus clairement perceptible - puisque soulignée par l'abondante présence des micas - que dans les grès jaunes de la molasse typique.

Il est encore à signaler que, à 300 m au Nord-Est des Bruyères (F 2), nous avons vu pour la seule fois dans le secteur B un conglomérat à ciment marneux très fin et non sableux.

Les observations précédentes sont rassemblées dans les quatre coupes caractéristiques de la zone de Velanne : (Fig. 20 et 22 à 24, Pl. XIII à XVI).

Dans cette zone transitoire de Velanne, les couches en présence ne sont plus d'épaisseur constante, mais litées sous forme de lentilles. Nous rencontrons fréquemment des petites discordances dues à des paléocourants aux méandres instables qui déposaient et creusaient alternativement. Les coupes et schémas des Fig. 25 à 31, Pl. XVI et XVII, nous en présentent quelques exemples.

Nous avons trouvé en plusieurs endroits de la zone de Velanne quelques débris de fossiles difficilement déterminables (gastéropodes ?) au voisinage de fragments de bois fossilisé (lignite), eux-mêmes à proximité de croûtes ferrugineuses (hard-grounds) horizontales et ondulées ayant près de 0,5 cm d'épaisseur. Nous y reviendrons au Chapitre II, paragraphe D-2-e.

c) Zone de Merlas

Le caractère de transition de cette zone est plus affaibli, car les poudingues susjacentes (formation V) que nous décrirons ultérieurement sont en prédominance et les passages sableux luisants jaunes ou gris manquent presque totalement. Ces niveaux n'affleurent que dans les vallées et ne sont généralement pas encore atteints par l'érosion actuelle. Nous rencontrons le plus souvent, intercalées entre les poudingues, des couches de grès jaunes plus ou moins consolidés et en quelques occasions des marnes bleues ou jaunes.

Ces intercalations sableuses ne présentent de l'intérêt que dans la mesure où elles nous permettent de définir le pendage et la tectonique de la zone étudiée (Fig. 32, Pl. XVIII).

d) Zone de Voiron

La zone de Voiron comporte une succession épaisse de molasse sablogréseuse avec quelques passages conglomératiques minces (formation IV), à l'altitude de 550m une petite zone de transition conforme au schéma de Berlan (F 7) (Fig. 33, Pl. XVIII) et au-delà, la formation V des poudingues que nous retrouverons dans tout le secteur C et que nous traiterons à ce propos.

Nous avons sur le flanc Sud de la montagne de Notre-Dame-de-Vouise (E 8) une fort belle coupe presque complète de la molasse sablogréseuse de la zone de Voiron. Elle est très représentative de ces terrains et mis à part la coupe exécutée à 400 m au Nord-Est du Bergureuil (E 7), elle est la seule intéressante de toute la zone.

Nous constatons sur cette coupe (Fig. 34, Pl. XIX) que la molasse de la zone de Voiron recèle, comme dans la zone de Pont-de-Beauvoisin, des lentilles de grès bien consolidées. Elles semblent être en rapport avec une stratification entrecroisée, comme l'étaient les grès de la zone de Pont-de-Beauvoisin précédemment étudiés (Fig. 18, Pl. XII).

Le grain y est moyen, peut en dimension passer même au double par rapport à celui de la zone de Pont-de-Beauvoisin, ce qui explique ici l'abondance de petites passées conglomératiques de 3 à 100 cm d'épaisseur.

La nature des galets diffère d'une passée à l'autre. Le lit conglomératique par exemple, situé à la hauteur 340 m (Fig. 34, Pl. XIX) est formé de calcaires cristallins rougeâtres, de calcaires bistres, de calcaires blancs très fins et de gneiss.

A la hauteur 375 m nous avons noté dans un autre dépôt conglomératique la présence de galets de calcaires gris foncé, de calcaires gris finement lités, de calcaires marneux gris ou clairs, de quartzites clairs, de quartzites rouges ou noirs, de silex et de gneiss à muscovite.

Une troisième passée à la hauteur 435 m contient des muscovites, des lydites, des microgranites, des gneiss très bien lités à feldspaths blancs et des galets siliceux brun-noir ou rouges à grain très fin.

Nous avons rencontré cette grande diversité parmi les galets dans toute la zone de Voiron et son voisinage.

Plus vers l'Ouest (secteur C) nous n'avons plus constaté ce fait, car à première vue, le mélange des galets de différente nature était identique d'un affleurement à l'autre. A ce sujet nous renvoyons au Chapitre II, paragraphe D.

Certains de ces conglomérats contiennent entre autre des galets de silts-marnes bleus, aplatis, de dureté moyenne, à grain fin et résistant à l'érosion mécanique. Nous avons eu l'impression de retrouver dans ces galets certains silts marneux originaires de la zone de Miribel relevés dans le membre III.2

e) Zone de Réaumont

Dans la zone de Réaumont, les poudingues sont de nouveau prédominants et nous n'avons plus trouvé de marnes.

Les bancs de sables-grès atteignent par endroit près de 10 m d'épaisseur. Ils sont jaunes et contiennent, comme par exemple à la gare de Réaumont (C 8), des passées conglomératiques (schéma de Berlan, Fig. 33, Pl. XVIII).

Il s'agit donc ici d'une zone de transition entre les sables de la formation IV sousjacentes et les poudingues de la formation V, aujourd'hui érodés.

2) Tectonique du Secteur B

a) Les zones de Pont-de-Beauvoisin et de Velanne présentent à leur bordure Est un fort pendage vers l'Ouest (en continuation de la tectonique du Secteur A). Il s'affaiblit ensuite lorsque nous nous déplaçons d'Est en Ouest et nous pouvons constater en suivant le Guiers, par exemple, qu'il devient très léger vers l'Ouest (de 5-10°). Cette disposition est d'ailleurs trahie par la topographie de la zone de Velanne. En effet, la disposition des couches retentit sur la disposition des cours d'eaux : les cours d'eaux affluents s'écoulant vers l'Ouest sont beaucoup plus longs que ceux s'écoulant vers l'Est. Ce fait est particulièrement visible au Sud de Fallamieux (F 2) (Fig. 21, Pl. XIII).

b) La zone de Merlas est affectée sur toute sa bordure Est par le plissement de l'anticlinal et présente donc un fort pendage vers l'Ouest.

Plus à l'Ouest, de Saint-Bueil (G 3) à Saint-Geoire (F 4), le pendage a diminué et est de l'ordre de 5 à 15° vers l'Ouest. A partir de Saint-Geoire vers le Sud s'étire une importante flexure très visible entre la Mérie (F 5) et la Nouvellière (F 5) (Fig. 32, Pl. XVIII et tectonogramme Fig. 35, Pl. XX) dont le rejet compte au moins 300 m.

Un peu plus au Sud-Ouest dans le prolongement de la flexure, nous avons pu déceler dans la vallée entre Remillot (E 5) et la Gaillat (E 5) à 530 m d'altitude de fortes cassures ayant jusqu'à 1 m d'ouverture, recelant vraisemblablement un filon exploité autrefois et comblé aujourd'hui de matériaux divers et de débris végétaux. Etant donné que les deux murs de faille se composaient de conglomérats, il ne nous a pas été possible, vu l'absence de repère, de nous faire une idée de l'ampleur du rejet.

c) Comme nous avons pu le constater tout au long de l'anticlinal, les couches se redressent fortement à la bordure Est de la zone de Voiron.

Les calcaires burdigaliens même sont visibles dans le ruisseau au Nord-Est de la Ture (G 6), dans une "boutonnière" à l'altitude de 730 m.

Le reste de la zone de Voiron ainsi que la zone de Réaumont n'offre que de légères ondulations de couches subhorizontales. La flexure observée précédemment dans la zone de Merlas semble devenir, à la bordure de la zone de Voiron, une faille à grand rejet : la molasse sablogréseuse, présente à l'Est de la ligne Hautefort-(E 6)Voiron (E 8) à un niveau supérieur à 550 m d'altitude, est inexistante à l'Ouest de cette ligne, sur l'autre flanc de la faille présumée. Selon nos observations, la faille passerait par les points : le Remillot (E 5), Chatelonnière (E 6), Saint-Nicolas-de-Macherin (E 7), la Martillière (E 7), la Charlière (D 7) (tectonogramme Fig. 35, Pl. XX).

La molasse sableuse ne réapparaît qu'à Réaumont, Rives (feuille Grenoble -2-) et au Sud de cette ligne à un niveau d'altitude de 400 m au plus.

Etant donné qu'au Sud-Ouest de Voiron, nous ne retrouvons plus la molasse sableuse (existant au Nord-Est de Voiron) mais des poudingues, nous pouvons supposer l'existence d'une faille majeure dans le sens Grenoble-Voiron-Chitrens, rejointe au niveau de la Charlière (Nord de Voiron) par la faille Nord-Est/Sud-Ouest signalée ci-dessus. D'autres indices nous manquent pour pouvoir confirmer l'existence de cette faille majeure.

C) SECTEUR C

Particularités du secteur C et bases de la subdivision en zones :

Dans ce secteur et plus particulièrement dans la zone de Paladru, les poudingues, déjà rencontrés dans le secteur B, deviennent envahissants (Fig. 19, Pl. XII et Fig. 49, Pl. XXVII). Des reliefs entiers en sont constitués et leur base est située bien au dessous du fond des vallées, car elle n'est visible nulle part.

L'épaisseur des poudingues atteint en affleurement dans la région de Chirens (D 6) au moins 350 m et dépasse certainement 500 m. Un sondage effectué à Mont-Bilieu (D 5) a fourni le chiffre de 600 m. En raison de l'uniformité du matériau, beaucoup de versants de plus de 50 m de hauteur ont une pente régulière pouvant atteindre, en équilibre naturel 32° , ce qui est supérieur à la pente des dépôts quaternaires fluviatiles plus meubles, qui, elle, ne dépasse guère 26° , à moins qu'une érosion contemporaine n'en sape le versant.

Cette plus grande raideur, fréquente chez les pentes miocènes, est la seule différence topographique visible avec les formations du Quaternaire. Cette particularité cependant est loin de se réaliser en tout point de la carte.

Nous avons distingué au Nord-Ouest de la zone de Paladru une zone de Torchefélon, où les sédiments plus fins tels que sables gréseux et marnes sont plus fréquents. Nous verrons par la suite s'il s'agit d'un passage latéral ou d'un changement du niveau d'érosion.

1) Stratigraphie dans le Secteur C

a) Zone de Paladru

- Formation conglomératique ou Formation V

Dans la zone de Paladru, aux environs de Virieu (B 3), de Clermont (D 6), de Saint-Geoire (F 4), de Champet (F 4), au Nord de Hautefort (E 6), de même qu'à la limite des zones de Paladru et de Velanne, dans la vallée de l'Aigue-Blanche (F 4) (zone de Merlas) et à la cime de Notre-Dame-de-Vouise (E 8) (zone de Voiron), nous avons relevé des coupes en partie subverticales de 50 à 100 m de hauteur ne montrant que des conglomérats. Nous ne les présentons pas ici, car elles n'offriraient d'intérêt que dans le cas d'une étude sédimentologique approfondie. Les petites coupes suivantes ne rapportent donc que les particularités relevées dans la grande masse des poudingues.

1°)- Les conglomérats du Miocène supérieur ne sont à première vue pas stratifiés. Une stratification n'est perceptible que lorsque nous nous trouvons en présence d'un dépôt de matériaux détritiques aux éléments de taille différente. Dans ce dernier cas, la stratification générale est subhorizontale. Localement, nous rencontrons des petites discordances, appelées "fausses discordances" par M. Demarcq, des dépôts de surface structurale non plane et des dépôts sous forme de lentilles. Nous en donnons quelques exemples dans le paragraphe suivant.

2°)- Nous avons constaté que vers le milieu de la formation la taille maximale des éléments conglomératiques est plus importante qu'à la base ou au sommet de celle-ci.

Elle varie également géographiquement : les plus grands éléments se rencontrent dans la région d'Apprieu (C 7), de Chirens (D 6), de Massieu (E 5) et de Voiron (E 8). Dans un affleurement miocène du Bois de Bavonne à 300 m au Sud-Est du point 672 et à l'altitude de 740 à 770 m (D 7), nous avons vu des galets d'un diamètre de près de 50 cm et dans la Combe du Plan Bois (C 6) à 600 m d'altitude des galets de 40 cm de diamètre : vers le Nord-Ouest nous percevons une diminution générale de taille maximale où elle est de l'ordre de 20 cm (Fig. 52, Pl. XXVIII).

Cependant, sans une recherche très poussée, il paraît impossible - en raison de la grande diversité de taille des éléments conglomératiques dans des affleurements très voisins - de définir avec précision la diminution générale de la taille des galets et sur cette base de déterminer s'il s'agit de l'apport d'un fleuve unique ou d'un complexe fluviatile.

3°)- La nature des galets ne nous a pas davantage aidé à éclaircir ce problème. Nous avons simplement acquis l'impression que dans les conglomérats à proximité de la chaîne extérieure de la Chartreuse (zones de Velanne, Merlas, Voiron, Réaumont et de la partie Est de la zone de Paladru), les calcaires de nature diverse sont très abondants. Leur pourcentage semble diminuer vers l'Ouest au profit des galets peu altérables, tels que les quartzites. Les galets de roches cristallines ou cristallophyliennes (métamorphiques) ne se rencontrent qu'en très faible pourcentage (moins de 10 %) et semblent inexistantes dans la zone de Velanne et son voisinage Ouest.

Des galets autres que ceux cités ci-dessus, comme par exemple des galets de roches vertes ou des radiolarites, sont très rares. (Fig. 52, Pl. XXVIII)

Ici encore nous faisons la même remarque qu'au sujet de la taille des galets : des affleurements très voisins recèlent des galets de nature pétrographique tellement différente que l'image à petite échelle reste confuse. Une étude soignée de la nature des galets pourrait peut-être élucider la question, ceci avec d'autant plus de chance que pour la région de Voreppe/Voiron nous connaissons déjà, grâce aux recherches de Mme J. Bocquet, les zones d'emprunt.

4°)- Le ciment : les galets que nous avons observés dans les conglomérats et de préférence les galets calcaires sont souvent entourés d'une pellicule de calcite déposée par les eaux d'infiltration. Les interstices entre les galets sont comblés de molasse sablogréseuse jaune à éléments de ≤ 1 mm, auxquels se joignent des cristaux de néoformation de calcite, quelques feldspaths, quelques micas et chlorites ainsi que quelques minéraux lourds (photo 3, Pl. LVII) montrant le ciment molassique normal du conglomérat. Près d'Apprieu (C 7), de Billieu (D 5), de Merlas (F 5) et de Voiron (E 8), nous avons observé un ciment de conglomérat nettement plus gros et dans lequel les grains les plus forts atteignent 5 mm de diamètre. Ici le pourcentage des grains calcaires est plus élevé, comme le montre la photo 4 (lame mince St 4, Pl. LVII).

L'augmentation de taille des grains du ciment n'implique pas l'augmentation de taille des galets du conglomérat. Nous avons vu par exemple à 300 m au Sud-Est du lac de Sainte-Sixte (F 5) à l'altitude de 790 m une suite composée à la base de conglomérats à gros galets, suivis de microconglomérats et surmontés de nouveau de conglomérats à gros galets ; tous les trois ayant ce même ciment grossier (Fig. 52, Pl. XXVIII).

La cimentation de la molasse comme celle des conglomérats est variable et peut constituer des roches très dures aussi bien que très friables se décomposant facilement en ses éléments. De tels conglomérats friables sont assez fréquents à la limite de la zone de Paladru avec les zones de Torchefélon et de Velanne, où se fait latéralement le changement de faciès (cf. zone de Velanne).

5°)- Nous n'avons pas pu, pour les galets calcaires, observer de cupules aussi profondes que celles mentionnées dans la thèse de Mme J. Bocquet mais elles étaient néanmoins présentes. Ces galets à cupules étaient peu abondants, totalement absents même dans beaucoup d'affleurements. Ils semblent être plus fréquents vers l'Est qu'à l'Ouest du Secteur C.

Nous avons pu observer à l'Est du Pontarey (A 1) (Nord de Torchefélon) à l'altitude de 490 m des galets à cupules dans un conglomérat qui, par endroits, était consolidé par un ciment de calcite et ailleurs était très friable.

Donc la cohésion de la roche (càd. plus forte cimentation par la calcite sous une forte pression) et apparition des cupules sont deux phénomènes qui ne sont pas liés.

6°)- Les galets cristallins sont presque toujours très altérés et s'écrasent sous la pression des doigts. Nous recueillons alors une arène, parfois même un sable argileux ou marneux. Cette altération des galets cristallins est caractéristique des suites conglomératiques épaisses. Elle ne se retrouve pas dans les passages conglomératiques peu épais de la molasse sablogréseuse ou près des passages plus sableux des conglomérats.

L'altération semble très avancée aux endroits humides comme par exemple au dessus des marnes rouges et jaunes (cf. paragraphe des intercalations) ou aux endroits exposés au gel, telles certaines falaises ; l'altération peut même aller jusqu'à la désagrégation en éléments. A ce stade, les galets calcaires ne montrent qu'une altération peu avancée.

L'altération des galets cristallins ne semble, par contre, ni liée à une zone géographique, ni à l'altitude ou niveau d'étages, car nous l'avons rencontrée également dans les affleurements du fond des vallées.

Elle ne s'observe cependant que rarement aux endroits où une érosion fluviale intense et récente a mis à nu des affleurements frais. Ceci prouve que les conglomérats ne sont guère altérés au sein de leur masse mais seulement à une certaine profondeur ou distance de la surface. Il s'agit donc d'une altération récente, datant du dernier modelage morphologique des montagnes, qui a eu lieu à la glaciation wurmienne. Cette altération commence, comme nous pouvons l'observer sur certaines falaises, par une altération chimique profonde suivie de la désagrégation des galets cristallins tandis que les galets calcaires sont décalcifiés puis dissous.

On pourrait normalement penser que l'altération des galets calcaires s'achève avant celle des galets cristallins, or c'est l'inverse qui se produit. On peut l'expliquer comme suit :

Les galets cristallins en effet, apportés de l'intérieur des Alpes, sont soumis, déjà au cours de leur transport, à l'altération chimique. Lorsqu'ils sont déposés sur notre terrain, ils sont en grande partie décomposés. Les galets calcaires, au contraire, apportés des chaînes externes des Alpes ne sont que légèrement érodés et peu dissous lorsqu'ils sont abandonnés pour former les conglomérats miocènes.

Les galets cristallins résistent donc moins à la deuxième phase d'altération qu'ils subissent au Quaternaire que les galets calcaires. Les premiers, entièrement décomposés, sont alors désagrégés et détruits. Chez les galets calcaires, maintenant également dissous, subsiste le squelette siliceux qui conserve aux galets quelque temps encore leur forme arrondie.

Les couches sablogréseuses diminuent les effets de l'altération, par contre les couches humides et gorgées d'eau au dessus des lentilles marneuses la favorisent.

- Les intercalations dans la succession
conglomératique

- Dans la zone de Paladru et plus particulièrement dans sa partie Est, des intercalations sablogréseuses jaune clair de quelques centimètres à 1 m d'épaisseur interrompent la succession des conglomérats. Ces intercalations molassiques sont d'épaisseur variable et souvent lenticulaires.

Nous avons pu les observer dans la vallée de l'Aigue-Blanche (F 4) ainsi que dans quelques petits affleurements montrant une sédimentation troublée ou une tectonique locale (Fig. 36 à 39, Pl. XXI).

Les intercalations sont certainement plus fréquentes que ne l'indique le relevé géologique, car en l'absence d'affleurement, elles sont souvent méconnaissables dans la succession conglomératique.

- En un seul endroit, au bord du ruisseau qui s'écoule au Sud du Boyet à l'Ouest de Saint-Geoire, nous avons relevé la présence d'un banc gréseux altéré, rouge foncé. Il représente par son caractère d'imperméabilité un niveau de suintement de l'eau.

- Dans toute la zone de Paladru et plus fréquemment vers les sommets de la partie Ouest, de nombreuses couches argileuses rouge-brique, de 0,3 à 1,5 m d'épaisseur, attirent le regard, car, par leur très intense coloration, de vastes surfaces même sur un versant éboulé peuvent en être teintées (Fig. 40 et 41, Pl. XXII). Il s'agit là d'argiles fines, très grasses au toucher et contenant très peu d'éléments sableux.

La percée de la nouvelle route à la rive Est du lac de Paladru nous en a fourni une très belle coupe. Sur une distance d'1 km affleure une couche rouge, jaunâtre vers le haut, d'une épaisseur de 1,5 m au moins et qui représente un niveau aquifère. L'étude calcimétrique d'un échantillon prélevé dans cette couche a montré que la teneur en CaCO_3 était de moins de 1 %. L'analyse aux rayons X a révélé que l'échantillon contenait une forte proportion de kaolinite. Ces éléments nous laissent supposer qu'il s'agit d'anciens niveaux d'altération ou de paléosols. Au-dessus de cette couche marneuse se sont déposés les conglomérats, le passage étant brutal. Nous avons observé ce même contact entre les marnes et les conglomérats sur la route Virieu-Panissage près de Panissage (photo n° 2, Pl. LVII).

Au bord de la route de Virieu vers le Pin, nous avons vu des poches de marnes jaunes ou rouges interstratifiées dans les conglomérats. Nous reviendrons sur ces phénomènes au Chapitre II, paragraphe D.2.e.

A l'Ouest de Saint-Pierre-de-Paladru (D 3) ainsi qu'à Mont-Bilieu (D 5), nous avons observé des conglomérats dont le ciment était constitué de ces marnes rouges.

- Alors que ces couches argileuses rouges se rencontrent dans toute la formation conglomératique, quelques lentilles d'argiles silteuses jaune pâle et des marnes silteuses jaune vif de 1 à 10 m d'épaisseur sont intercalées plus spécialement à l'Ouest (Fig. 42, Pl. XXII) et au sommet de la succession conglomératique. Nous les avons rencontrées par exemple à la cime du Baracuchet (F 6) (880 m), à 740 m du bois de Bavonne (D 7) et dans la grande carrière au dessus de l'Ancienne Chartreuse au Sud-Ouest du Pin (B 5). Dans cette carrière Sylve Bénite, plusieurs bancs de 0,50 m de marnes jaunes constituent un ensemble de 5 à 10 m d'épaisseur, recélant des lentilles de conglomérats à ciment très argileux et à éléments très altérés (Fig. 62, Pl. XXXII).

Vers le sommet de cet ensemble les marnes prennent un aspect rougeâtre ou brunâtre. Cette coloration que nous avons retrouvée dans d'autres affleurements à intercalations marneuses jaunes est due à une abondance de petites taches colorées, entourées d'un halo plus clair et très proches les unes des autres. Nous pensons qu'il s'agit de concrétions de manganèse et de fer.

Les intercalations gréseuses mentionnées ci-dessus varient en épaisseur sur une très courte distance. Les marnes rouges, jaunes ou bleu-noir que nous décrivons encore, par contre, forment de vastes lentilles qui donnent l'illusion de couches à épaisseur constante et à sédimentation tranquille.

Tous les échantillons saisis dans les intercalations que nous venons de décrire se désagrègent dans l'eau (les marnes plus facilement que les argiles) en dégageant des gaz. Ils n'ont livré aucun fossile. Ces intercalations ont été observées dans toute la zone de Paladru.

‡ Inexistants dans la partie centrale de la zone de Paladru, les marnes-silts bleu-noir de la zone de Velanne réapparaissent à la bordure Nord de la zone de Paladru, au bord de la route nationale au Nord de la Bâtie-

Divisin (E 2) par exemple ainsi que vers la zone de Torchefélon. Au Sud de Panissage dans le ruisseau de la Roche (B 3) affleurent à l'altitude de 488 m sur 2 m d'épaisseur des marnes bleu-noir présentant quelques passages jaunes, sableux et micacés (Fig. 43, Pl. XXIII). Elles contiennent quelques fossiles qui se brisent facilement. Cette faune n'a pas été étudiée précisément mais elle est sensiblement la même que celle de Château-Vallin (feuille Côte Saint-André -A-), situé à 7 km au Nord de Panissage (B 3) et qui sera décrite au paragraphe de la zone de Torchefélon.

- A l'altitude de 445 m dans ce même ruisseau affleure le seul banc de calcaire franc rose clair que nous ayons pu observer dans le Secteur C. Il s'agit d'une lentille de 3 m de longueur et de 15 cm d'épaisseur intercalée dans les marnes. L'étude au microscope pas plus que l'étude à l'œil nu n'ont permis de relever la présence d'une faune fossile. Par contre, nous y avons reconnu des algues. Ce sont ces végétaux qui ont déposé et concrétionné les calcaires dans des eaux limpides et peu profondes, probablement lacustres dans le grand delta miocène.

b) Zone de Torchefélon

Cette zone est caractérisée par l'abondance des intercalations diverses au milieu de la succession conglomératique. Comme les zones du Secteur B, elle représente une zone de transition où les conglomérats sont en moindre importance, ce que nous montrons à l'aide des coupes (Fig. 44 à 46, Pl. XXIV et XXV).

Nous y trouvons des sables gréseux d'aspect molassique, des argiles rouges et jaunes, des marnes-silts gris-bleu ou bleu-noir et même des lignites.

Comme les marnes noires du ruisseau de la Roche au Sud de Panissage (B 3), les marnes-silts gris-bleu du ruisseau du Moulin (feuille la Côte-Saint-André -4-) contiennent près de Château-Vallin par endroit beaucoup de fossiles qui nous ont permis de dater l'époque de la sédimentation de ces dépôts et en conséquence des conglomérats circumvoisins.

M. TRUC, paléontologiste à la Faculté des Sciences de Lyon, a déterminé dans notre prélèvement les fossiles suivants :

- Megalotachea delphinensis
- Tryptichia sp. (espèce encore jamais découverte dans le bassin rhodanien)
- Mesodontopsis cf. beriacensis
- Testacella sp.

Les deux espèces *Megalotachea delphinensis* et *Mesodontopsis cf. beriacensis* indiquent sans doute possible le Vallésien. Cette faune, néanmoins très originale, pourrait matérialiser un niveau particulier du Vallésien. Il serait intéressant de déterminer ce niveau par de nouveaux prélèvements et analyses. D'autre part, M. D. FOURNIER en suivant l'avancement des travaux dans la tranchée de l'auto-route Lyon-Grenoble a relevé près de Torchefélon des échantillons recelant une faune identique et un os qui n'a pas été déterminé.

(Remarque : le terme Vallésien a été donné aux formations continentales équivalant aux formations du Tortonien marin, les deux formations étant un niveau élevé du Miocène supérieur.)

Sur les bords de l'Hien au Nord-Nord-Ouest de Tissage (A 1) (Nord de Torchefélon), affleure, intercalée entre des marnes-silts bleus au dessous et des conglomérats au dessus, une couche de lignites de 30 à 50 cm d'épaisseur contenant des morceaux de troncs d'arbres écrasés. Nous pensons que l'extension de cette couche de lignites est modeste car dans un affleurement situé à 50 m à l'Ouest du précédent, nous voyons les lignites, très amenuisées, disparaître totalement. Dans ce même affleurement, les silts bleus sont devenus plus sableux et passent au jaune.

Hormis ces quelques particularités, la stratigraphie ne diffère guère de celle de la zone de Paladru.

2) Tectonique du Secteur C

Le Secteur C ne présente aucun plissement et le pendage assez uniforme vers l'Ouest-Nord-Ouest est de l'ordre de 0 à 10°.

Nous n'y avons pas observé de tectonique cassante avec failles à grand rejet ; ceci serait en effet difficile à déceler en raison de la monotonie de la succession conglomératique.

Les quelques couches détritiques plus fines ne peuvent guère servir de niveau-repère pour l'étude de la tectonisation, car elles ont été déposées sous forme lenticulaire et elles ne sont pas très étendues.

Nous n'avons pu observer sur le terrain que quelques fentes à la bordure Est du Secteur C et quelques failles à petit rejet de l'ordre d'1 m à Saint-Sulpice (E 4), par exemple, ou dans le ruisseau de l'Aigue-Blanche (F 4).

Hormis la grande flexure Nord-Sud à la limite des zones de Merlas et de Paladru et mis à part les crevasses sur le flanc Ouest du Bois de Bavonne qui semblent correspondre sur les photos aériennes à une forte linéation (failles ?) de direction Nord-Nord-Est/Sud-Sud-Ouest mais que nous n'avons pu intégralement vérifier sur le terrain, nous estimons pour notre part qu'une forte tectonisation du Secteur C est très improbable.

Tout se résoud en petites cassures et en faibles ondulations à pendage Ouest prédominant, ce qui est souligné par le réseau hydrographique ; les sources des niveaux d'eaux au dessus des marnes jaunes ou rouges jaillissent de préférence sur les versants Ouest.

La grande couche de marnes rouges près du lac de Paladru représente une exception. La couche observée le long de la rive Est se retrouve à la rive Ouest à environ 10 m plus haut et indique donc un léger pendage vers l'Est. Plusieurs sources jaillissent à son niveau sur les versants Ouest du lac.

D) OBSERVATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES ET CONCLUSIONS

1) Période Antémioène

Au Crétacé supérieur et au début du Tertiaire, notre région appartenait à l'aire continentale : les lacunes de sédimentation et les discordances observées dans les sondages de la Société des Pétroles de Valence (voir DEMARCO) ainsi que l'apparition de la karstification dans les calcaires du Crétacé inférieur nous l'indiquent.

Cette karstification s'est produite avant l'Eocène puisque certaines cavités sont comblées de sables éocènes. Ceux-ci renfermaient des os de Lophiodon larteti, prouvant que le régime continental régnait encore à l'Eocène.

2) Période Miocène (Fig. 53 à 59, PL. XXIX et XXX)

a) Formation I (Fig. 53)

Après l'Oligocène, probablement encore continental, un bras de mer s'avance vers le Nord, ce qui est mis en évidence par l'apparition d'une faune marine burdigalienne. Il s'agit d'une mer étroite et peu profonde à îlots et hauts-fonds. L'étude des environs proches de la Cluse de Chailles, par exemple, nous permet de reconstituer un paléorelief au Burdigalien basal submergé par la sédimentation postérieure (Fig. 48, Pl. XXVI).

A l'entrée des gorges de Chailles, les calcaires burdigaliens reposent en discordance angulaire sur l'Urgonien ; à la sortie des gorges, ils reposent sur l'Haute-rivien.

La dalle urgonienne émergeant des eaux avait un léger pendage vers l'Est et offrait vers l'Ouest un flanc à l'attaque de la mer transgressive. C'est en grande partie à cette époque que la dalle urgonienne du chaînon du Ratz a été détruite par le mouvement des eaux puisque ses débris calcaires ont servi à la construction des dépôts burdigaliens.

Nous pouvons donc dire - comme le montre la Fig. 48, Pl. XXVI - qu'au Burdigalien, déjà, les chaînons externes des Alpes commençaient à se soulever et s'opposaient à la transgression marine.

La présence de cet flot urgonien, le fait que les galets calcaires crétacés soient bien roulés et l'abondance des débris de fossiles dans tout le burdigalien basal nous prouvent que ce dernier a été déposé dans des eaux agitées, c'est-à-dire peu profondes et que le faciès est littoral.

Le faible pourcentage en éléments autres que les galets calcaires crétacés nous indique qu'il n'y a guère eu d'apport de matériaux détritiques des terres émergées, riveraines de ce bras de mer. Ces terres en effet ne pouvaient livrer de grandes masses de débris grossiers jusqu'à l'flot urgonien, car d'une part elles étaient principalement formées de marnes et calcaires qui supportent mal un long transport (couverture mésozoïque de la chaîne de Belledonne) et d'autre part leur relief devait être peu accentué (terres émergées à l'Ouest du bras de mer).

Au cours du Burdigalien, le pourcentage des éléments calcaires urgoniens diminue, la faune se raréfie et l'apport détritique des terres avoisinantes devient plus important. Nous ne sommes plus sur un haut-fond, mais dans un petit bassin de subsidence en formation, dans lequel se dépose une succession épaisse de sables calcaires, d'argiles et de marnes. Le pourcentage des grains calcaires encore élevé dans ces dépôts est certainement dû à la destruction simultanée d'une terre voisine calcaire en voie de soulèvement : la couverture mésozoïque des Alpes est soulevée, attaquée par les intempéries et elle livre les matériaux calcaires peu usés par un transport court pour la construction des couches miocènes.

b) Formation II

Par leur position stratigraphique et leur caractère lithologique, les argiles et marnes de la Formation II (Fig. 47, Pl. XXVI) forment vraisemblablement le pendant Nord des argiles et marnes de Saint-Lattier observées par M. G. DEMARCQ au Sud des conglomérats du delta de Voreppe.

Ces sédiments plus fins se sont déposés dans le même bassin de subsidence à l'écart du delta en voie de formation (Fig. 54, Pl. XXIX).

c) Formation III

Un régime semblable se poursuit pendant le dépôt de la formation III, où les venues détritiques plus grossières s'accroissent. Dans la partie centrale du delta, au Sud de notre terrain, les conglomérats abondent : dans la région marginale près de Miribel (G 5) quelques lentilles de conglomérats et de microconglomérats peu fossilifères nous indiquent encore l'appartenance de cette région au delta, mais les principales composantes en sont déjà plus fines qu'au centre : sables calcaires, argiles et marnes (Fig. 47, Pl. XXVI).

Plus au large dans la mer, c'est-à-dire plus au Nord, les sables calcaires et marnes prédominent de nouveau. Nous pensons que ces formations aussi sont identiques aux argiles et marnes de Saint-Lattier ; elles se sont déposées dans plusieurs bassins séparés les uns des autres (Fig. 55, Pl. XXIX).

Dans les conglomérats de Miribel nous remarquons pour la première fois que les eaux n'ont pas seulement déposé, mais qu'elles ont également érodé certains terrains récemment consolidés : le galet marneux découvert dans le banc microconglomératique (membre III.2) a été sans doute apporté ici depuis le centre du delta où nous

ne trouvons actuellement plus de marnes au dessus du Burdigalien.

De même, le changement continu de faciès détritique - alternance de sables calcaires, argiles ou marnes - est peut-être dû à l'activité concomitante des terres avoisinantes ou, ce que nous croyons plutôt, au déplacement de l'embouchure des bras de fleuve du delta dans les zones lagunaires.

Là où au début du Miocène s'élevait un anticlinal, par exemple celui du chaînon du Ratz, se trouve maintenant un bassin dont le fond s'abaisse de plus en plus. En même temps les régions situées plus à l'Est sont soulevées et les couches récemment déposées (Formation II) sont érodées ainsi que les formations plus anciennes de la couverture mésozoïque des Alpes. Leur destruction s'exprime par le pourcentage calcaire toujours élevé des dépôts détritiques.

Pendant le dépôt de la formation III, la mer a dû garder son caractère de mer peu profonde aux eaux agitées :

Au Nord du point 672 (H 2), à l'Est du Michalet (Nord-Nord-Est de Saint-Franc) nous avons pu observer des ripplemarks à la surface structurale d'une couche dure de la première barre gréseuse du membre III.1. Hormis quelques ripplemarks d'importance secondaire, les ripplemarks principaux avaient une amplitude de 2 cm et une distance axiale de 7 à 10 cm. Leur axe était dirigé vers Nord 40° Est tandis que le pendage de la surface structurale était de 0/30° Est. Si on replace cette couche dans sa position initiale (c'est-à-dire horizontale) les ripplemarks auraient alors la direction Nord 45° Est, ce qui n'est pas parallèle à l'axe de l'anticlinal.

Nous avons en outre noté la présence de ripplemarks ayant une certaine vergence sur un banc gréseux de pendage 90°/20° Sud dans le ruisseau à 400 m au Sud des Tartarins (H 4). De direction Nord 25° Est, ils sont parallèles à l'axe de l'anticlinal. Malheureusement ces deux mesures sont insuffisantes pour nous permettre d'établir un tracé de la ligne du paléorivage surtout s'il s'agit de ripplemarks sur des hauts-fonds ou au bord d'une des innombrables lagunes du delta (Fig. 55, Pl. XXIX).

d) Formation IV

Au début de la formation IV, la diversité des faciès relevés à la formation III disparaît. Dans toute la région étudiée ne règne plus qu'un seul faciès : celui des sables monotones helvétiques avec ça et là de minces passées conglomératiques à petits galets.

C'est le régime deltaïque, maintenant plus avancé vers l'Ouest qui s'est imposé sur toute la surface étudiée. Au centre du Delta (zone de Voiron), nous avons observé que le grain des sables est plus gros et les passages conglomératiques plus fréquents qu'à sa bordure Nord (zone de Pont-de-Beauvoisin), ce qui sous-entend au centre une capacité de transport du fleuve plus importante qu'à Pont-de-Beauvoisin (Fig. 56, Pl. XXIX).

A Pont-de-Beauvoisin nous atteignons le bord de la mer : la faune trouvée dans les affleurements différents présente un caractère mixte, "mi-littoral mi-fluviale" (Demarcq).

Mis à part ces quelques affleurements fossilifères à la bordure Nord du delta, nous n'avons pas trouvé de fossiles.

La composition pétrographique des rares passages conglomératiques est, dans la région de Pont-de-Beauvoisin, partout semblable. On peut donc admettre que l'apport détritique est dû à un seul fleuve sortant d'un ensemble de petits bassins versants, dont les conditions géologiques restent identiques pendant la formation IV.

Au centre du delta (zone de Voiron) au contraire, la composition pétrographique des conglomérats change d'une passée à l'autre (cf. paragraphe : Stratigraphie de la zone de Voiron). Ceci ne peut guère s'expliquer par le soulèvement de la chaîne

alpine provoquant la mise à jour continuelle des diverses roches-mères dans le bassin versant d'un fleuve unique, mais plutôt par la divagation de plusieurs cours d'eaux à bassin versant différent (Fig. 56, Pl. XXIX) et charriant séparément leurs matériaux détritiques jusqu'au delta.

Nous pouvons donc supposer qu'en un même lieu l'apport détritique est dû à l'action alternée de différents fleuves charriant à tour de rôle le matériel de leur bassin versant. Le réseau fluvial construit un delta unique. La composition pétrographique variée ne peut donc pas servir à l'établissement de niveaux de repère.

L'un des cours d'eaux du réseau a déposé dans la formation IV un galet de silt marneux bleu du membre III.2 ce qui prouve que, plus à l'Est, les roches récemment formées étaient mises à jour par des mouvements tectoniques et érodées simultanément par les cours d'eaux comme nous l'avions déjà observé au cours de la formation III. On peut alors penser que les sables de la formation IV ont subi avant leur dépôt le même sort que ce galet silteux et qu'ils sont en partie d'origine éocène.

A la bordure Nord du delta et plus au Nord - hors de la feuille Voiron - s'intercalent aux endroits plus calmes des couches argileuses, marneuses ou silteuses bleues indiquant un changement local des conditions géologiques de dépôt, fait en général lié à la proximité d'une bordure de côte. Ces changements sont peu connus vers le large.

A la fin de la formation IV, le soulèvement des chaînes alpines s'accroît ; la pente de plus en plus raide fait accroître la capacité de transport des fleuves deltaïques. L'épaisseur et le nombre des intercalations conglomératiques augmente puis les conglomérats deviennent dominants (Fig. 57, Pl. XXX).

Cette période de transition qui s'observe à basse altitude dans la zone de Velanne, dans la zone de Merlas, à mi-hauteur dans la zone de Voiron et dans la zone de Réaumont, nous mène à la formation V presque entièrement conglomératique, connue sous le nom de conglomérats de Voreppe.

e) Formation V

Dans les conglomérats de Voreppe nous avons trouvé au milieu de la formation V et au centre du delta (région d'Apprieu (C 7), Chirens (D 6), Saint-Nicolas-de-Macherin (E 7) et Saint-Etienne-de-Crossey (F 8)) des galets ayant jusqu'à 50 cm de diamètre ; autour de ce centre, ils n'atteignent que 20 cm de diamètre (Fig. 52, Pl. XXVIII).

- Ce tri granulométrique effectué du centre (gros galets) vers la périphérie (petits galets puis sables) ne s'explique que par la présence d'un fleuve unique, à grande capacité de transport, évacuant les eaux de bassins versants différents contrairement à la formation IV où nous avons admis la présence de plusieurs cours d'eaux s'écoulant chacun d'un bassin versant différent (Fig. 57, Pl. XXX).

La composition pétrographique des conglomérats ne diffère plus à petite échelle comme pendant la formation IV mais constitue de grands complexes : de la base de la formation V jusqu'à 200 ou 300 m d'épaisseur nous trouvons beaucoup de galets calcaires, visibles à l'Est de la ligne Apprieu (C 7)/Mont-Bilieu (D 5)/Saint-Geoire-en-Valdaine (F 4) où les couches inférieures conglomératiques affleurent (Fig. 57, Pl. XXX).

Le ciment très calcaire contient des grains assez gros. Plus tard, par contre, c'est-à-dire à une altitude plus élevée et à l'Ouest de la ligne précédemment citée, les galets quartzitiques et cristallins des conglomérats sont plus abondants. Le ciment plus sableux et le grain plus fin (cf. paragraphe : Stratigraphie de la zone de Paladru).

Nous en concluons plutôt qu'au début de la formation V a prédominé la destruction de la couverture mésozoïque calcaire ; ultérieurement, c'est le socle cristallin soulevé par les mouvements tectoniques que l'érosion fluviale atteint et détruit.

Cependant la répartition des galets de taille maximale ainsi que leur composition pétrographique laissent une image confuse à petite échelle : la crête de la Montagne de Monure (E 7) par exemple montre une situation inverse : quelques mètres de conglomérats très calcaires sans galets cristallins surmontent quelques mètres de conglomérats avec plus de 10 % de galets cristallins. La situation décrite à propos de la formation IV de la zone de Voiron s'est-elle reproduite ici une deuxième fois ? (= formation du delta par plusieurs fleuves). Ou bien ce phénomène de changement pétrographique des galets est-il dû à des soulèvements saccadés de la chaîne alpine mettant à nu périodiquement les massifs cristallins internes ?

Le résultat de nos recherches sur le terrain devrait être soutenu par des travaux de statistique, travaux trop importants pour entrer dans le cadre de cette étude.

La région paléogéographiquement la plus intéressante de la formation V est celle de la périphérie du delta. Elle coïncide avec la zone de Velanne et partiellement avec la zone de Torchefélon.

La découverte de troncs d'arbres fossilisés miocènes dans la Combe de Virifosse (F 2) ainsi que dans le ruisseau de Bassarol (G 3) au Sud de Saint-Martin-de-Vaulserre prouve, comme celle des lignites de Tissages (A 1) sur le bord de l'Hien que le delta émergeait par places. (L'un des troncs d'arbres écrasé sous la charge des couches supérieures et ayant 100 cm de longueur et 10 cm d'épaisseur était taraudé par des organismes miocènes ; les cavités étant comblées de sables miocènes).

Dans cette région périphérique du delta, les eaux étaient peu profondes ; l'indication nous est fournie par la présence des ripplemarks sur les silts gris-bleuâtre, micacés et calcaires dans le ruisseau de la Combière (F 2).

Sous l'effet de l'érosion par les courants se forment localement, par rongement et oxydation, des croûtes ferrugineuses ou hardgrounds et, très souvent, des discordances internes locales.

Nous avons rencontré ces mêmes indices dans la zone de Torchefélon, (où nous avons récolté en outre une faune continentale à saumâtre) (feuilles La Côte-Saint-André, Bourgoin et La Tour-du-Pin).

Il nous faut remarquer en outre que dans la zone de Velanne, les sables et conglomérats gris-bleuâtre doivent leur couleur à un pourcentage très élevé de grains de calcaires bleu-noir et de micas. Comme nous n'avons nulle part dans le delta observé de grains calcaires foncés, il nous faut supposer au Nord du delta un apport différent du reste du delta. Celui-ci peut avoir été fourni par un deuxième fleuve s'écoulant de la Charreuse, mais il pourrait être aussi le dépôt côtier de courants marins (Fig. 57, Pl. XXX). L'origine de ces grains calcaires bleu-noir ne nous est pas connue, mais nous pouvons supposer que les roches-mères sont les calcaires du Bajocien ou de l'Hauterivien détruits par érosion au cours du soulèvement de la zone subalpine. L'analyse des minéraux lourds n'a pas fourni les résultats qui pourraient nous guider pour en découvrir l'origine. Les conglomérats gris-bleu enfin, dont nous avons relevé la présence unique dans la zone de Velanne sont constitués de ces sables bleus d'origine fluviale ou marine brassés et remaniés par le fleuve deltaïque qui fournit les galets.

Localement se sont formés dans le delta quelques lagunes ou étangs protégés, aux eaux calmes, où se sont déposées les argiles fines jaunes ou rouges. L'un de ces étangs était particulièrement important puisque nous avons retrouvé l'affleurement de ses argiles rouges et plastiques tout autour du lac de Paladru. Sa superficie a dû dépasser 30 km carrés (Fig. 58a, Pl. XXX).

Nous avons relevé la présence insolite de quelques blocs argileux rouges, arrondis, interstratifiés dans les conglomérats jaunes. Ils ont dû être arrachés lorsque les fleuves, en période de crue, ont débordé et se sont précipités dans les cuvettes de sédimentation voisines en détruisant les digues naturelles de leurs lits périodiquement surhaussés. (Fig. 51, Pl. XXVIII).

L'origine de la coloration rouge nous est encore inconnue. Il peut s'agir de résidus de la dissolution des calcaires de la couverture mésozoïque qui par érosion fluviale sont amenés ici et qui se déposent dans ces étangs. Ou bien il s'agit d'une coloration intense due à la formation de paléosols dans des étangs asséchés pendant d'assez longues périodes. Les résultats des analyses et l'observation du terrain, par exemple les galets de marnes rouges dans les conglomérats de Virieu (B 3), nous laissent pencher plutôt pour la deuxième hypothèse, c'est-à-dire pour la formation de paléosols sous un climat adapté.

Il est intéressant de constater par ailleurs que, hormis les lignites de Tissages (A 1), la flore fossile est presque absente dans toute la région deltaïque. Ceci nous laisse supposer que le fleuve et ses bras de divagation étaient assez puissants pour saper et arracher les plantes certainement existantes. Il transportait en effet dans son delta de très gros galets.

Toutefois, dans l'un de ces étangs bien abrité, aux eaux paisibles, peu profondes et claires se sont déposés des calcaires roses à algues d'eaux douces ce qui prouve, encore une fois qu'il s'agit ici d'un pays deltaïque, lagunaire.

Vers le haut de la formation nous avons noté que les conglomérats à ciment marneux jaune ou rouge et les argiles deviennent envahissants. Mais ni la composition pétrographique ni la taille des galets ne diffèrent des successions précédentes. Seul le ciment des conglomérats devient plus fin, plus argileux, comme nous l'avons déjà rencontré et décrit au milieu de la formation V. Ceci n'est donc pas une raison suffisante pour attribuer selon l'ancienne terminologie le haut de la formation V au "Pontien" (Chapitre : le Pliocène).

Le profil du fleuve à ce stade devient de plus en plus faible, les courants sont plus lents et ne charrient que des éléments plus petits ; la formation du delta s'achève.

Chapitre III : L'ALTERATION DES CONGLOMERATS MIOCENES

Au cours de l'élaboration de la carte géologique s'est posée à fréquentes reprises la question suivante : comment distinguer un sol dérivant par altération des conglomérats tertiaires d'un sol édifié par les dépôts glaciaires (et plus particulièrement les dépôts de fond du glacier, qui par nature consistent en éléments de ces conglomérats miocènes) ?

En raison de leur caractère exemplaire, nous allons présenter ici quelques affleurements que nous tenons avec certitude pour des poudingues miocènes altérés.

1) Carrière de la Sylve Bénite (B 5) (Fig. 62, Pl. XXXII)

Dans les couches argileuses du Miocène, proches de la surface, nous avons relevé la présence d'une lentille de conglomérats miocènes : mis à part les galets quartzitiques encore intacts, la grande majorité des galets de ces conglomérats est fortement altérée et le ciment de ces conglomérats en voie de décomposition. La roche dans l'ensemble est assez molle, meuble et manque de cohésion.

2) Mont Velanne (F 3)

A la hauteur de 618 m et dans les carrières des buttes au Nord de Torchefélon (A 1), l'altération y était moins forte. Malgré certains galets déjà relativement altérés la roche gardait une assez bonne cohésion.

3) Virieu (Fig. 63 Pl. XXXIII)

A 2 km au Sud-Est de Virieu (B 3) nous avons pu observer très précisément la progression de l'altération dans un puits de 3,5 m de profondeur fraîchement creusé pour la recherche de l'eau au pied d'un versant miocène de 25 m de hauteur : le ciment et les galets calcaires sont les premiers éléments à subir les effets de l'altération. Elle se poursuit par la désagrégation des galets cristallins (ils se présentent alors au même degré d'altération que dans l'affleurement de la Sylve Bénite) puis par la dissolution des galets calcaires et la décomposition des galets cristallins jusqu'à la formation d'un sol à galets quartzitiques.

Nous pensons qu'il s'agit là encore de poudingues miocènes altérés sur place et non de dépôts glaciaires, car mis à part une mince couche de couverture à la surface, nous n'avons trouvé aucun signe indiquant un dépôt glaciaire. Par contre, la pellicule superficielle de 40 cm d'épaisseur recèle bien des cailloux de taille très variée et présentant des arêtes vives, des cailloux concassés et peu altérés dans un sol argileux, marneux. Les cailloux calcaires sont peu ou pas attaqués, les cailloux cristallins montrent des contours irréguliers et sont frais. Il s'agit donc bien en ce cas d'un dépôt morainique certainement wurmien.

4) Les Abrets

Sur la route Les Abrets-le Tiret (E 1), une coupe relevée à la paroi d'un fossé de la canalisation montre aussi la progression de l'altération mais de façon moins nette que dans l'exemple précédent. (Fig. 61, Pl. XXXII).

CONCLUSION

Les quatre affleurements que nous venons de décrire nous indiquent tous un phénomène d'altération se développant selon un processus bien précis : au cours d'une première phase se produit une dissolution partielle du ciment miocène et des galets calcaires tandis que les galets cristallins sont en voie de désagrégation ; il est encore possible d'identifier les conglomérats miocènes lorsque dans les champs par exemple, quelques galets pourvus de débris de ciment ont été portés au jour par le soc des charrues.

Au stade suivant les calcaires sont transformés en une craie détrempée ; les cristallins qui conservent dans la roche leur forme extérieure sont totalement désagrégés et s'effritent dans la main ; subsistent les galets quartzitiques et quelques autres galets résistant à l'altération chimique.

Dans un stade d'altération encore plus poussé, les galets calcaires sont dissous, les galets cristallins décomposés et nous avons affaire à un sol argilo-marneux qui ne contient plus que quelques galets quartzitiques. (Il est à remarquer que certains galets calcaires sont altérés plus vite que les galets cristallins. Ceci doit être le cas lorsqu'ils sont légèrement siliceux ou marneux).

Le manque de galets calcaires et cristallins ainsi que de quartzites concassés indique donc un conglomérat miocène altéré plutôt qu'un dépôt quaternaire moins fortement altéré où l'altération ne saurait être avancée au point que tous les galets calcaires et cristallins en seraient détruits.

La confusion d'autre part entre le miocène altéré et le dépôt d'un glacier de fond nous semble exclue en raison de la présence dans la masse détritique fine des blocs erratiques caractéristiques.

Chapitre IV : LE PLIOCENE

La carte géologique au 1/80.000e, feuille Grenoble, 4e édition (publiée en 1961) mentionnait à la cime de plusieurs reliefs assez élevés la présence de dépôts pliocènes. Nous avons pour notre part supprimé cette notation du Pliocène dans nos levés au 1/20.000e, car nous n'avons trouvé aucun indice permettant de supposer l'existence d'une telle formation sur notre terrain.

Sur certaines crêtes qualifiées de pliocènes sur l'édition 1961, telles que le Mont Velanne (F 3), les buttes à l'Est de Saint-Sulpice (E 3), le Châtelard au Nord de Clermont (D 6), le Grand Regardou du Bois de Bavonne (D 7) et la cime du Baracuchet (F 6), plusieurs affleurements nous ont indiqué qu'il s'agit indubitablement de poudingues miocènes, rarement très altérés, souvent même intacts. Dans le Bois des Côtes (A 4) au Nord-Ouest de Chabons, nous avons pu déceler près de la cime, malgré le mauvais état de l'affleurement, une argile rouge intercalée dans la série des poudingues miocènes.

Dans tous ces cas une formation pliocène est exclue.

Sur d'autres crêtes, les sols d'altération étant très minces, la nature même du terrain nous a permis de nier l'existence du Pliocène. Ainsi, par exemple, sur les cimes du Mont Biliou (D 5), du Chavarin (E 6) (au Nord de Châtelonnière) et du Bois de Bavonne, nous avons relevé la présence de galets auxquels adhéraient encore des débris de ciment molassique : dans un Pliocène formé par une altération très avancée, le ciment serait complètement désagrégé, donc méconnaissable. Ces galets au ciment molassique pourraient indiquer, nous l'admettons, un dépôt glaciaire pas très ancien, qui lui pourrait couvrir un substratum miocène, pliocène ou morainique ancien. Sur la cime du Bois de Bavonne en effet, nous avons ramassé, hormis le galet arkosique peu altéré et à ciment molassique, plusieurs galets métamorphiques, arkosiques et un galet quartzitique éolisé, autant d'éléments qui pourraient plaider en faveur du Quaternaire. Comme il nous manque cependant tout autre signe typique d'un dépôt glaciaire, nous pensons qu'il s'agit des poudingues miocènes qui, dans le cas du Bois de Bavonne sont recouverts d'un léger tapis morainique comme nous le décrivons au chapitre de l'altération.

A quelques mètres du point culminant au Grand Platon (D 5), au Léchat (D 5) et sur la courbe 761 m au Nord-Nord-Est de Clermont (D 6) nous avons affaire à des couches argileuses rouges et jaunes qui pourraient représenter soit des intercalations dans la série miocène, soit des dépôts morainiques anciens. Le fait qu'il s'agisse ici de couches subhorizontales très minces - ceci nous est révélé par le brutal changement de couleur - telles que nous ne les connaissons que dans la série miocène, nous porte à opter pour le Miocène, bien que, comme au Bois de Bavonne, une mince couverture morainique ne soit pas exclue.

La cime de la montagne de Notre-Dame de Vouise (E 8) au Nord de Voiron est couverte de dépôts morainiques avec beaucoup de blocs erratiques.

Dans tous ces cas l'existence d'un dépôt pliocène tel que le décrivent les anciens auteurs (et tel qu'il semble être connu sur le Plateau de Chambarand) est à désavouer.

Aux quelques endroits subsistants et que nous n'avons pas encore mentionnés, nous n'avons, là encore pas trouvé plus de signes plaidant pour une telle formation.

A l'Est de Brézins (C 4) la crête est couverte en certains endroits d'un sol pouvant fort bien dériver des sols miocènes. Ailleurs la crête est couverte de galets striés et de blocs erratiques, indice d'un dépôt glaciaire assez frais, donc Quaternaire.

Les mêmes arguments sont valables pour le lieu-dit les Plantes à l'Ouest de Surand (C 3) et pour le Bois de Paccard (A 3) où nous avons rencontré de nombreux blocs erratiques.

Là-même où, sur notre levé géologique, nous avons, à l'aide d'une couleur spéciale, signalé la possibilité éventuelle d'une formation pliocène, nous voudrions opter pour les poudingues miocènes.

Le Mont Levatel (B 6) par exemple montre un replat typique tel que nous pourrions l'attendre au Pliocène ; son bord Sud-Ouest par contre qui s'incline vers un ancien chenal d'écoulement des eaux glaciaires présente une pente trop raide pour pouvoir être celle d'un plateau formé de dépôts d'altération meubles. Nous pensons donc qu'il s'agit des poudingues miocènes.

Un exemple semblable nous est donné au lieu-dit la Combe-Noire (C 6) au Sud de Verney à 740 m d'altitude, où nous avons trouvé un champ de gros galets de quartzites. Dans ce cas pourtant, la masse emballant les galets n'était pas comme dans un dépôt pliocène typique et comme le décrivent les anciens auteurs jaunâtre ou rougeâtre mais brun foncé presque noire, semblable à celle rencontrée dans le fossé près des Abrets et décrite au chapitre : Altération.

En outre, à une altitude légèrement plus élevée (765 m) le sol devient très argileux et jaune, ce qui indique normalement une intercalation argileuse dans la série miocène.

En conclusion, l'étude de détail nous a montré que le Pliocène, sous la forme d'une "épaisse couche de 10 à 20 m ou même de 80 m de miocène altéré" ou encore d'une "nappe de galets quartzitiques alpins dans une masse argileuse jaunâtre provenant de la décomposition de galets cristallins" (description de la légende de la feuille Grenoble) ne forme ni les crêtes ni les cimes des reliefs élevés de notre terrain.

Cette absence du Pliocène est, au fond, fort logique ; en effet l'ensemble de notre terrain a connu au Quaternaire un développement différent de celui des plateaux de Chambarand et de Bonnevaux. Ceux-ci ont été épargnés par l'extension des glaciers et le Pliocène a pu y être conservé.

Tout notre terrain au contraire était envahi au Quaternaire par les glaces. Là où la glace déposait, un Pliocène éventuellement existant a été recouvert et dissimulé. Là où la glace et les eaux de fonte érodaient (et ceci était le cas habituel sur notre terrain) un éventuel Pliocène très meuble a dû être très rapidement déblayé. Nous n'en trouvons donc plus de traces.

Nous penchons même vers l'hypothèse d'une absence de dépôt au Pliocène considérant que la surface-enveloppe des reliefs de notre terrain (qui est un plan légèrement incliné vers le Nord-Ouest) ne doit rien à un modèle pliocène mais représente le sommet du comblement deltaïque, daté du Vallésien à Torchefélon (Chap. II, paragraphe C.1.b)

Deuxième Partie : LES TERRAINS QUATERNAIRES

GENERALITES ET METHODES D'ETUDE

Nous avons adopté la méthode de travail suivante : l'étude des photos aériennes montre clairement les dépôts quaternaires à morphologie typique. Localement, cette étude nous permettait même d'établir une carte géologique provisoire qui ne demanda qu'une vérification sur le terrain. Celle-ci nous fut facilitée par l'observation de quelques petites exploitations anciennes, éparses sur la feuille Voiron.

L'étude géologique approfondie de ces dépôts et l'étude de leurs formes exactes nous fit mieux comprendre leur traits généraux et nous permit de découvrir sur le terrain d'autres formes identiques qui furent à leur tour retrouvées sur les photos aériennes.

De cette façon, une partie non négligeable de la feuille Voiron est passée à la double épreuve de l'observation au terrain et à la photo aérienne.

Plus délicate fut la cartographie des terrains où nous ne pouvions déceler de morphologie typique et où le manque d'affleurement alourdissait la tâche. Une autre difficulté d'ordre lithologique venait s'y adjoindre : les sols constitués à base de conglomérats miocènes, de matériel fluvioglacière (drumlins ou kames) ou d'alluvions modernes d'aspect similaire ne permettent guère, au même stade d'altération, d'établir une distinction certaine entre l'un ou l'autre. La cartographie fut établie, dans ce cas, à base des renseignements sporadiques de sols, recueillis dans ces zones et comparés au cours d'une étude approfondie avec les résultats connus des formes topographiques typiques. Un bon indice pour différencier les dépôts quaternaires des dépôts miocènes nous était donné par la présence de certains galets cristallins et cristallophylliens. Ceux-ci n'existent en effet que dans les dépôts quaternaires, puisque les roches-mères n'étaient, au Miocène, pas encore soumises à l'érosion et ne pouvaient fournir par conséquent de galets pour la construction des conglomérats miocènes.

Ailleurs, faute d'affleurement, nous avons signalé sur le lever géologique au 1/20.000e l'emplacement des blocs erratiques ayant au moins un volume d'1/4m³ et considérés comme étant en place (afin de soutenir la notation d'une formation morainique). Cette surcharge ne prend d'importance que lorsque nous nous trouvons en présence d'une quantité appréciable de blocs. Par contre l'absence de blocs erratiques n'exclut pas l'existence d'une formation morainique : cette absence de blocs erratiques peut s'expliquer par le simple fait qu'ils ont été retirés des champs soit pour faciliter l'exploitation agricole soit pour être utilisés à la construction dans les localités voisines.

Nous traiterons séparément dans la description suivante les moraines et les dépôts fluvioglaciers ainsi que tous les dépôts fini et postwurmiens tels que les terrasses d'alluvions, les cônes de déjection, les tufs, les éboulis qui ont été représentés sur la carte originale au 1/20.000e par des couleurs différentes.

Chapitre I : DESCRIPTION DES DEPOTS GLACIAIRES TYPIQUES

Nous avons séparé les dépôts morainiques tapissants, c'est-à-dire la moraine de fond, des moraines latérales ou frontales glaciaires qui dans la topographie constituent des bourrelets élevés de quelques mètres à quelques dizaines de mètres appelés vallums.

A) LA MORAINÉ DE FOND

En général les moraines de fond consistent en un matériel très hétérométrique et mal classé. Une matrice fine sableuse ou argileuse englobe des blocs anguleux, des cailloux anguleux ou émoussés et des galets ronds.

a) Eléments figurés

1) Les blocs sont de nature cristalline, cristallophylienne quartzitique, calcaire et autre provenant de l'intérieur des Alpes : il s'agit donc de véritables blocs erratiques.

Une exception relevée sur notre terrain est représentée par les blocs de calcaire urgonien localisés à l'Est du Baracuchet (F 6), le Merlas (F 5), Saint-Bueil (G 3) et provenant de la Forêt Domaniale du Rocharey (G 6). Le transport auquel ils ont été soumis est visiblement très court. Nous pouvons même les supposer en partie en place et admettre qu'il s'agit d'éboulis.

2) Les cailloux anguleux sont soit calcaires soit cristallins ou cristallophyliens, plus rarement quartzitiques ou d'autre nature.

A l'étude des cailloux légèrement émoussés, on remarque que l'élément cristallophylien est presque disparu et que l'élément quartzitique est plus abondant.

3) Les galets ronds sont représentés par des quartzites ou des calcaires, rarement par des roches cristallines ou cristallophyliennes (micaschistes ou gneiss par exemple, fréquents parmi les cailloux et blocs anguleux).

Le matériel constitutif des blocs est donc identique à celui des cailloux anguleux, mais diffère de celui des galets ronds.

Nous expliquons ce fait de la manière suivante :

Les cailloux et les blocs anguleux indiquent par leur forme un transport effectué dans un entourage de glace, où l'usure arrondissante par frottement ou roulement est minime.

La forme des galets ronds, par contre, nous indique un transport effectué par l'eau. Si nous les rencontrons aujourd'hui dans les dépôts morainiques de fond, c'est parce qu'ils ont subi un deuxième transport par la glace. Ce dernier cependant a dû être très court car il n'a pas attaqué la forme arrondie des galets : la roche-mère dont sont originaires ces galets devait être les poudingues miocènes qui couvrent tout l'avant-pays alpin et dont les éléments sont essentiellement calcaires, quartzitiques, plus rarement cristallins ou d'autre nature ; comme, de plus, l'altération des galets cristallins était, près de la surface, déjà assez avancée dans la roche en place (cf. zone de Paladru), ce second transport fait disparaître presque totalement les derniers galets cristallins, ne laissant subsister que les galets quartzitiques ou calcaires un peu siliceux.

A l'appui de cette interprétation on peut noter les deux faits suivants :

- quelques galets ronds sont encore marqués de cupules, indice indubitable de leur provenance miocène et de leur faible transport ;
- le pourcentage des galets ronds s'accroît vers l'Ouest, c'est-à-dire dans le domaine du substratum des poudingues miocènes. Dans la zone frontale des langues glaciaires, au centre de la feuille Voiron, les galets ronds sont même très abondants.

En somme, plus nous nous dirigeons vers l'Ouest, plus les dépôts glaciaires sont riches en galets ronds miocènes et pauvres en blocs et cailloux anguleux venus de l'intérieur des Alpes.

b) Matrice

Tous ces blocs, cailloux et galets sont englobés plus ou moins abondamment dans une matrice plus fine, sableuse, sabloargileuse ou argileuse.

Les matrices sableuses sont jaune clair, alors que les matrices argileuses offrent toute une gamme de couleurs, la plus fréquente étant représentée par les tons bruns. Les matrices argileuses, autres que brunes, sont en général très grasses. Elles forment l'élément intégrant du dépôt, les éléments plus grossiers étant, dans ce cas, plus rares.

Citons quelques exemples de matrices de couleur variée qui n'ont pas été indiqués avec précision sur la carte.

- La matrice est gris foncé à bleu à l'Est et au Sud de Chailles (H 4), à l'Ouest et au Sud du Guillot (G 1) (Ouest de Domissin), dans le ruisseau de l'Aigue Blanche (F 4) près de la Fagotière (G 5) (au Nord-Est de Merlas) et à l'Ouest de la Pivoitière (F 5) (au Sud de Merlas) ainsi qu'à Malin (B 4) (Sud de Virieu).
- Elle est jaune au Nord-Ouest du Châtelard (D 6) (Ouest de Chirens), autour de la Fontaine de la Soif (D 5) (au Nord-Ouest de Clermont), près de la Croix du Moine Mort (B 5) (au Nord de Blaune) et près de la Gonne (B 3) (au Sud-Ouest de Virieu).
- Elle est rouge ou rougeâtre à la cime du Bois du Grand Platon (D 5) (au Nord-Ouest de Chirens), à l'entrée Nord de la Valfroide (B 6) (à l'Est de Quétan), au Sud du Bois des Brudières (B 5) (à l'Est de Termin), au Sud-Ouest de la Croix du Moine Mort (B 5) (au Nord de Blaune) et près de la Gonne (B 3) (au Sud-Ouest de Virieu).

Dans le cas particulier des dépôts rouges, nous ne pensons pas avoir affaire à des dépôts morainiques mindéliens très altérés (feretto) ; les dépôts quaternaires rouges, comme les dépôts jaunes ou bleus semblent liés à la proximité de couches argileuses miocènes de couleur identique. Nous pouvons dire en conséquence que ces argiles miocènes, arrachées par le glacier, ne furent pas transportées très loin mais redéposées peu après.

B) LES VALLUMS MORAINIQUES

En raison de la diversité de leur matériau constitutif, nous distinguerons deux types de vallums morainiques :

- les vallums à matériau très hétérométrique (Fig. 64, Pl. XXXIV)
- les vallums à matériau peu hétérométrique (Fig. 65, Pl. XXXIV).

1) Les vallums à matériau très hétérométrique

Comme la moraine de fond, ils consistent en une trame argileuse peu sableuse, enserrant des cailloux anguleux ou ronds, concassés et striés et beaucoup de blocs erratiques anguleux. Ces blocs erratiques sont des roches quartzitiques, cristallines ou cristallophyliennes et calcaires nageant dans (ou partiellement sur) la masse plus fine. Mis à part les calcaires, ces blocs sont (en raison de leur grande dureté) très rarement striés.

Le profil transversal d'un vallum très hétérométrique (souvent moraine latérale) est généralement de forme triangulaire ou trapézoïdale, aux angles adoucis. Sa hauteur peut dépasser 30 à 40 m par exemple au Nord du Grand Vivier (F 6). Souvent ces vallums forment la crête des reliefs ou les arêtes secondaires flanquant les hauts versants dont ils sont séparés par un petit chenal. Ils sont aussi facilement identifiables dans le paysage.

La ligne de leur crête n'est pas continue, mais fréquemment interrompue par des tranchées transversales disposées selon la topographie préexistante. Entre deux tranchées transversales, la ligne de la crête s'abaisse parallèlement au sens d'écoulement du glacier (Fig. 85, Pl. XLII).

Les tranchées transversales ont livré passage aux eaux de fonte du glacier, car nous avons constaté qu'en plusieurs cas, ces tranchées étaient en relation directe avec des cônes ou des plaines fluviales.

Nous rencontrons de beaux exemples de telles moraines au sud du Mont Levatel (B 6), sur les flancs Est et Sud du Bois de Bavonne (D 7) et au Nord du Grand Vivier (F 6).

Localement nous avons pu observer des portions de vallums prenant appui sur un versant promontoire et obstruant la sortie de petites vallées affluentes. Un tel exemple nous est donné à 400 m au Sud de Matfay (E 6) (Sud-Ouest de Massieu (E 5)) (Fig. 74, Pl. XXXVIII).

Le manque total d'affleurements dans ce type de vallums ne nous a pas permis d'étudier plus avant leur structure et la composition de leurs éléments.

2) Les vallums à matériau peu hétérométrique

Sur notre terrain, ils sont beaucoup plus fréquents et se situent généralement à des altitudes plus basses que les précédents. Nous avons quelques beaux exemples de ces vallums - souvent frontaux - à Chirens (D 6) (Fig. 68, Pl. XXXV), Guilletière (D 5), Charavines (C 5), Chabons (A 5) et Saint-Blaise-du-Buis (C 8) au Nord de Rives (Fig. 69, Pl. XXXVI) et hors de notre terrain à Bizones (Fig. 89, Pl. XLV).

L'abondance des affleurements observés principalement dans les gravières d'exploitation a permis l'étude plus précise de leur forme, de leur structure et de leur composition élémentaire.

Le vallum à matériau peu hétérométrique se compose d'une matrice peu abondante, plus sableuse qu'argileuse, d'un fort pourcentage de galets très émoussés ou ronds ne dépassant guère 15 cm de diamètre et de quelques blocs émoussés. Les éléments anguleux y sont extrêmement rares. Les galets sont de nature calcaire, moins souvent quartzitiques et très rarement cristallins (dans ce dernier cas, ils sont granitiques). Les blocs sont plutôt cristallins, peu souvent quartzitiques ou calcaires.

Le fait que nous ne rencontrons dans ces vallums que du matériel rond ou émoussé demande une explication.

- Pour une partie des galets nous l'avons trouvée dans une gravière au Nord de Voiron; A la Montagne de Monure (E 7) se rattache vers le Nord un vallum morainique, couronné de quelques blocs erratiques. Non loin de là, une très petite gravière située sur le versant interne du vallum, c'est-à-dire vers la glace, nous dévoilait la présence, non seulement de galets ronds à cupules et de ciment miocène, mais encore de plusieurs fragments intacts de poudingues miocènes: le transport auquel ces poudingues ont été soumis a donc été trop bref pour que la glace ait eu le loisir de les décomposer en leurs éléments.

Comme nous l'avions déjà supposé pour la moraine de fond, les galets ronds dans les vallums peu hétérométriques sont donc bien de provenance miocène. En conséquence, nous pouvons dire que les vallums se composent essentiellement d'éléments arrachés sur place ou à faible distance; éléments qui, à ce stade déjà, étaient arrondis ou ronds.

- Mais, si dans les vallums peu hétérométriques un fort pourcentage des galets est d'origine miocène, il n'en reste pas moins que tous les autres galets ou blocs sont également émoussés ou franchement arrondis. Ces autres galets doivent obligatoirement leur forme arrondie à l'usure par frottement ou par roulement, c'est-à-dire à l'action des eaux de fonte du glacier. L'action de ces eaux de fonte a été ici visiblement beaucoup plus importante que dans le cas de vallums très hétérométriques, car les stries sur les galets calcaires, fréquentes dans certaines poches du vallum sont ailleurs, et en particulier autour de ces poches, presque totalement effacées.

Nous retenons de tout ceci que, plus nous nous approchons du front glaciaire, plus les éléments sont arrondis ou ronds en raison de l'action des eaux de plus en plus importante. Le matériel, de mieux en mieux classé, est de moins en moins hétérométrique.

Les vallums à matériau peu hétérométrique présentent souvent une stratification très nette constituée d'intercalations sableuses ou de lits de galets plus petits. Nous étudierons cet aspect ultérieurement au paragraphe de la stratification des dépôts morainiques.

Leur profil transversal est normalement trapézoïdal affectant des hauteurs de 2 à 30 m. Nous rencontrons souvent aussi des ensembles constitués de trois ou de plus de trois vallums parallèles, séparés par des chenaux d'écoulement. Dans ce cas nous pouvons suivre clairement la ligne de leur crête respective. En d'autres cas, les vallums sont trop rapprochés les uns des autres pour pouvoir distinguer les crêtes sur toute leur longueur.

Nous avons, pour des raisons de nomenclature, essayé de rattacher ces formes de dépôts glaciaires à des formes connues en Allemagne du Nord. Nous avons constaté que, sur notre terrain, nous ne pourrions en aucun cas parler d'os. Les dépôts glaciaires qui s'approchent le plus de nos formes sont les kames : buttes allongées à sommet plat, formées à l'air libre sur une marge de glace stagnante.

Chapitre II : LES FORMES ET DEPOTS FLUVIOGLACIAIRES ET FLUVIATILES

GENERALITES

Les dépôts fluvio-glaciaires consistent en galets ronds ou bien arrondis nageant dans une matrice sableuse. Les galets calcaires sont très abondants, les galets quartzitiques moins fréquents et les galets cristallins rares. La plus grande part de ces galets est de la taille d'un poing ; quelques-uns pourtant sont beaucoup plus grands surtout lorsqu'ils se situent à proximité d'un vallum morainique.

Nous n'avons observé de cupules des galets calcaires miocènes et de stries, qu'aux environs immédiats des vallums morainiques (là où le transport des galets par l'eau est encore presque nul).

A) LES CHENAUX TANGENTIELS ET TRANSVERSAUX (photo n° 5)

Le fond des chenaux transversaux - qui ne sont que de petites cluses entaillées dans le cordon morainique - est toujours constitué de matériel morainique, souvent strié, avec parfois, selon leur importance, quelques influences fluviales.

Logés entre deux vallums ou entre un vallum et un versant miocène, les chenaux tangentiels, creusés dans des matériaux divers, peuvent présenter des formes érosives plus variées.

Ces chenaux d'écoulement des eaux, au profil trapézoïdal, affectent une pente longitudinale régulière et constante de l'ordre de quelques degrés (2° par exemple au Sud de Chirens) qui suit souvent la courbe parabolique glaciaire. Très discrets dans le relief à l'amont de la langue glaciaire, les chenaux tangentiels peuvent atteindre, à l'aval, une belle extension (plus de 15 m de largeur à la base du chenal au Sud de Chirens et à l'Est de Chabons) (Fig. 68, Pl. XXXV).

La topographie préexistante des poudingues miocènes durs a parfois fait obstacle au développement des chenaux tangentiels. Les chenaux se frayent alors un chemin sinueux sans rapport avec la disposition des vallums morainiques. Ce cas est visible à Orge (A 5) près de Chabons et à l'Ouest de Charavines (C 5) où les chenaux se sont encaissés dans les roches miocènes. Dans ce cas, les torrents de fonte ont, comme tout autre cours d'eau, réagi : en certains segments de son chenal le cours d'eau érode ; ailleurs, il dépose. Le fond du chenal peut donc être

constitué de roches variées : substratum miocène sur les segments érodés, dépôts fluviatiles d'origine morainique et miocène, c'est-à-dire polygénique, sur les segments alluvionnés.

Lorsque la zone alluviale prend une large extension, le chenal peut se transformer en véritable surface marginale, également polygénique. Quand cette surface est entaillée ultérieurement par une érosion fluviatile, elle devient terrasse marginale.

L'érosion postwurmienne a détruit beaucoup de vallums morainiques latéraux, appliqués contre des versants miocènes. Il n'en subsiste souvent que quelques courts segments derrière lesquels nous reconnaissons encore la partie du chenal correspondant.

Grâce à leur pente longitudinale régulière, nous pouvons mettre en correspondance plusieurs portions de chenal et établir ainsi des corrélations entre certains dépôts fluvioglaciers a priori difficilement classifiables.

B) LES CONES DE DEJECTION ET LES PLAINES FLUVIOGLACIAIRES

Issues des chenaux transversaux, les eaux de fonte des glaces déposaient dans l'avant-pays, en un large éventail, les matériaux dont elles étaient chargées. Ainsi se formait, selon la topographie préexistante, soit un cône de déjection - tels ceux du Grand Lemps (A 6) ou de Colombe-la Contamine (B 6) à pente faible $> 1^\circ$ vers le Sud-Ouest - soit une plaine plus ou moins large - telles celle du Liers (A 5) à l'Ouest de Chabons, celle des Chartreux de Vivier (F 6) ou celle située à l'Ouest de la gare de Rives (B 8) (Fig. 105, Pl. LI - Fig. 85, Pl. XLII - Fig. 69, Pl. XXXVI).

1) Lorsque le dépôt est purement fluviatile, la stratification est celle d'alluvions modernes. Elle peut être subhorizontale et entrecroisée dans le cas d'une plaine alluviale, ou à léger pendage régulier pour les cônes de déjection. On n'y observe ni galets à cupules ni galets striés, ni une grande hétérométrie des éléments.

Nous avons rencontré ce cas dans le cône de déjection à l'Est de Saint-Etienne de Crossey (F 8), dans la plaine alluviale des Chartreux de Vivier et à l'Ouest de la gare de Rives (Fig. 82, Pl. XLI).

Le cône de Saint-Etienne-de-Crossey présente en outre une particularité intéressante. Sa stratification à pendage régulier de 20 à 30° vers le Nord et l'Ouest est surmontée d'une couche superficielle de 1m d'épaisseur environ dont la stratification est parallèle à la surface structurale, c'est-à-dire subhorizontale (Fig. 66, Pl. XXXIV) (photo n° 6). Une telle stratification typiquement deltaïque n'a pu se créer que par la présence d'un lac à la sortie des Gorges de Crossey (Fig. 86, Pl. XLIII).

2) Les dépôts polygéniques

Le cas du dépôt purement fluviatile est très rare sur notre terrain. Nous rencontrons plus souvent des dépôts d'origine variée dont les éléments sont repris par un cours d'eau qui leur impose alors les formes topographiques des dépôts fluviatiles.

a) Le Gayet (D 6)

Nous donnons de l'affleurement du Gayet à l'Est de Chirens une photographie* (n° 8) et une esquisse figurative (Fig. 67, Pl. XXXIV). Composé de galets de taille moyenne et de gros blocs, cet affleurement nous indique la provenance glaciaire du matériel. Cependant le degré très important de lessivage et d'arrondissement des éléments par les phénomènes du roulement et du frottement ainsi que la stratification du dépôt (pavage téglulaire) nous prouve qu'il s'agit sans doute possible d'un dépôt fluviatile.

* (Pl. LVIII)

Nous avons affaire ici à des éléments morainiques repris par les eaux et redéposés après un très court transport.

b) Serves (B 7)

Au Sud de la Couchonnière, dans la plaine de la Bièvre-Valloire nous avons remarqué des bancs de galets striés, signe certain de la proximité d'un dépôt morainique préexistant qui, par érosion, a été intégré dans la plaine alluviale lors de la construction du cône de déjection de Colombe-la Contamine (Fig. 69, Pl. XXXVI).

c) La Murette (D 8) - la Guilletière (D 5)

Au Sud-Est de la Murette, au Sud d'Orgeoise (E 8) ainsi que dans la plaine alluviale inclinée vers le Sud-Est située au Nord de la Guilletière, l'ancienne structure des dépôts, prouvant leur origine glaciaire, est encore nettement visible ; les dépôts fluviatiles sont restreints à une très mince couche superficielle. Nous avons là une érosion fluviatile sans dépôt important, mais avec création d'une surface plane ou "fausse terrasse".

d) Le Pontet (F 8)

Au Pontet, au Sud de Saint-Etienne-de-Crossey, nous avons observé dans la même terrasse deux carrières très voisines nous livrant deux aspects différents.

Dans l'une de ces carrières les blocs erratiques peu émoussés sont ordonnés dans le sens de la stratification subhorizontale ; comme dans le cas précédent du Gayet, il y a eu forte action fluviatile (pavage téguulaire).

La deuxième carrière montre par sa stratification turbulente que le dépôt morainique a été soumis, peut-être simultanément, à la pression des glaces (Fig. 75, Pl. XXXVIII).

C) LES DEPOTS D'ARGILES ET DE SABLES FINS

1) Les argiles

Dans les environs de la Pâle au Sud du lieu-dit le Fournet (F 4), s'étend un petit replat à l'altitude de 455 à 465 m. Sur son bord Nord-Est un affleurement nous présente le matériel constituant de ce replat (Fig. 70, Pl. XXXVII).

Les argiles silteuses sont litées en couches très minces de moins d'1 cm d'épaisseur alternativement jaune clair et brunes. La finesse et le rythme très régulier de ces dépôts nous évoquent l'image de varves, dépôt lacustre à l'avant-pays des glaciers.

En effet, cette région a été occupée pendant une certaine période par un lac en bordure du glacier (Lac du Fournet) (Fig. 87, Pl. XLIV).

Nous pensons que nous pourrions retrouver sur notre terrain d'autres formations de varves que le seul exemple mentionné ici. Car en effet, chaque fois qu'il existait un lac en bordure d'une langue glaciaire, la possibilité était théoriquement donnée pour la création de tels dépôts.

2) Les sables

Les formations sableuses sont très fréquentes sur notre terrain. Les couches sont souvent épaisses, homogènes, au grain fin dont le diamètre maximal ne dépasse pas 0,5 mm.

Alors que les affleurements de Rongy (B 4) (Fig. 71, Pl. XXXVII) (au Nord de Ternin) et de la rive droite de la Morge (H 6) (au Sud-Est de Miribel) montrent une stratification lenticulaire, celui de la Pâle (F 4), à l'altitude de 378 m, présente une stratification horizontale très fine dont les lits ne dépassent pas 1 cm d'épaisseur.

Nous pensons qu'il s'agit dans le premier cas de dépôts d'eaux courantes, dans le second cas (la Pâle) d'un dépôt lacustre (Lac de Saint-Bueil). Ces lits de sables évoquent par leur alternance régulière : sables jaunes, sables clairs, l'aspect de "varves sableuses".

Dans les plaines autour de Chabons et Charavines, nous avons observé de minces couches de sables fins au diamètre moyen de 0,1 mm. Nous n'avons pas pu distinguer s'il s'agit de dépôts fluviatiles et lacustres ou de dépôts éoliens.

A 200 m au Nord de la Gaité (F 4) près de Saint-Geoire, au contraire, nous avons découvert un petit dépôt triangulaire de sables très fins. Ces sables sont situés à quelques mètres au dessus du cône de déjection du ruisseau de la Cascade. Les grains ont un diamètre moyen de 0,02 à 0,03 mm et un diamètre maximum de 0,1 mm. Ce sont essentiellement des grains de quartz et de calcaires et quelques apatites. Les composantes argileuses manquent totalement. Les grains sont anguleux et montrent assez souvent les encoches typiques du grain éolien (Fig. 79, Pl. XXXIX). Vu leur taille, leur forme, leur manque de plasticité et leur composition pétrographique, nous pensons qu'il s'agit là de sables éoliens, peut-être d'une dune de loess.

La disposition du loess par rapport au cône de déjection indique que le loess est le dépôt le plus ancien et que le ruisseau l'a érodé pour construire son cône de déjection. D'autre part le loess n'a pu se déposer qu'après le retrait du glacier wurmien. A cette époque déjà, la vallée de l'Ainan devait être assez profondément creusée, c'est-à-dire jusqu'à l'altitude du dépôt loessien, soit 400 m. En admettant que le cône de déjection se soit formé, comme tous les autres cônes de la région, peu après le retrait du glacier, nous pouvons en conclure que le loess a dû être déposé immédiatement après le retrait du glacier et avant la constitution du cône. Cette constatation à petite échelle correspond bien à ce qui est généralement admis sur la formation du loess : à la périphérie des glaciers, sous un climat périglacial.

Chapitre III : LES DEPOTS FINI ET POSTWURMIENS

A) CONES DE DEJECTION ET PLAINES ALLUVIALES

1) Les cônes de déjection

- Les cônes de déjection sont constitués de galets ronds ou très arrondis et d'un remplissage sableux. Etant donné que la puissance de creusement de ces cours d'eaux était assez grande - la preuve nous en est donnée par l'importance des cônes - nous pourrions attendre un matériel très grossier. Or les galets sont tous relativement petits. Donc la taille des galets ramassés dans les cônes de déjection n'est pas fonction de la force du cours d'eau mais bien de la taille des galets des poudingues miocènes dont ils sont originaires.

Inversement, comme tous les galets miocènes sont tous de même forme et de taille sensiblement égale, la pente stabilisée du cône n'est fonction que de la puissance du cours d'eau ; lorsque le cours d'eau est assez important, la pente est faible ; lorsqu'il est petit la pente est forte et peut même atteindre l'inclinaison d'un éboulis.

- La stratification typique du cône de déjection est clairement visible dans la gravière creusée à la sortie de la Combe-Ourcière (D 4), au bord du lac de Paladru (Fig. 76, Pl. XXXIX).

Elle est sensiblement parallèle à la surface du cône. Dans cette gravière peu sableuse, nous avons ramassé des galets à cupules ainsi que des galets striés arrachés en amont de la très courte vallée, longue de 600 m environ.

Nous constatons donc que la longueur du transport (≤ 600 m) et la pente de 10° n'ont pas suffi à effacer la structure caractéristique de ces galets (cupules et stries).

Les autres affleurements observés dans divers cônes de déjection, par exemple au Sud des Eteppes (G 1) (près de Pont-de-Beauvoisin), au Nord-Est de Chélieu (B 2), au Nord de Saint-Laurent-du-Pont (H 7) et au Brossard (F 8) (à l'Ouest de Saint-Etienne-de-Crossey) montrent tous le même type de stratification.

- Parfois les cônes de déjection ont progressé dans la vallée principale au point de former un barrage naturel. En amont s'est alors créé un lac, attesté aujourd'hui par les dépôts lacustres tels que limons plus ou moins sableux, argiles ou tourbes. Leur datation permet de situer la construction de ces cônes peu après le retrait du glacier wurmien (voir aussi paragraphe des Tourbes).

En d'autres cas, lorsque le cours d'eau affluent était puissant et la vallée principale peu encaissée dans un relief doux, le cône de déjection de l'affluent envahissait la vallée principale, obligeant ainsi le cours d'eau à se creuser ailleurs une nouvelle vallée.

Ce fut le cas à Pressins (F 1), Fallamieux (F 1) et Saint-Jean-d'Avelanne (G 2). Le Guiers coule aujourd'hui en effet plus au Nord par Pont-de-Beauvoisin (G 1) (voir aussi à ce sujet le chapitre VII "Historique du retrait glaciaire").

Dans les cuvettes de la vallée principale abandonnée peuvent se constituer des dépôts lacustres comme c'est le cas à Reculfort (F 1) au Sud de Pont-de-Beauvoisin.

Lorsque le cône de déjection envahit la vallée principale, il peut arriver que le cône ne soit plus reconnaissable à son aspect morphologique mais à sa seule constitution pétrographique : entre les Abrets (E 1) et la Bruyère (feuille La Tour du Pin -7-) par exemple, nous pouvons observer une vallée morte comblée après la glaciation par un cône de déjection. Une gravière entaillée dans le cône révèle une épaisseur de plus de 20 m de dépôts. Ils sont sableux ou graveleux et présentent une stratification parallèle à la surface structurale de pendage 15° vers le Nord (Fig. 90, Pl. XLV).

2) Les plaines alluviales

- Les dépôts habituellement rencontrés dans les plaines alluviales sont composés de graviers et de sables, stratifiés sub-horizontalement et parfois entrecroisés, d'argiles ou de marnes. A titre représentatif pour notre terrain, nous donnons ici une coupe relevée à la bordure d'une terrasse de l'Ainan à l'Ouest de Voissant (G 3) (Fig. 78, Pl. XXXIX).

- Souvent les plaines alluviales ne présentent pas de véritable dépôt alluvial, mais simplement une surface plane d'érosion fluviale. Ceci est le cas pour la Fure et le Guiers en aval de la Cluse de Chailles (H 3).

- Nous avons pu établir une datation relative des différentes terrasses en faisant intervenir les altitudes respectives des surfaces alluviales. (La datation absolue de leur formation serait en certain cas possible grâce à la méthode du radiocarbone 14 : en effet entre Sablon (F 1) et Faisseau (F 1) nous avons découvert des troncs d'arbres fossilisés).

B) LES TUFS

A proximité des dépôts morainiques (moraine de fond) jaillissent parfois des sources très calcaires. Leurs eaux déposent des tufs calcaires blancs ou gris atteignant plusieurs mètres d'épaisseur et pouvant même barrer certaines petites vallées.

Nous avons relevé les meilleurs exemples au haut des combes Mounard (B 4) et Férouillat (B 4), toutes deux situées au Sud-Est de Blandin ; ainsi que dans la vallée de la Tessonière (E 7) (au Nord de Voiron).

Existe-t'il effectivement un rapport entre dépôts morainiques et tufs calcaires ? Les eaux d'infiltration longtemps retenues dans le matériel fin ont-elles eu le temps de se charger de calcaire ? Ou bien la présence des dépôts morainiques est-elle fortuite et dans ce cas existe-t'il d'autres raisons à la formation de sources calcaires ; peut-être la présence cachée de couches calcaires intercalées dans la série miocène ?

M. D. FOURNIER donne dans sa thèse "Etude hydrogéologique du versant Sud de la plaine de Bièvre" -Grenoble 1974- les résultats des analyses chimiques, en particulier des cations Ca^{2+} , Si_4^{+} , Na^{+} , des sources situées sur son terrain d'étude à la bordure Sud de la plaine de Bièvre-Valloire. M. FOURNIER a affaire au même genre de formation géologique que nous et il signale en particulier dans sa figure 13 que les sources jaillissant des terrains quaternaires ont le taux le plus élevé de cations Ca^{2+} . Ces résultats semblent soutenir l'idée de l'existence d'un rapport direct entre les formations de tufs près de dépôts morainiques.

C) LES EBOULIS

En observant quelques entailles artificielles dans les éboulis, au Nord-Est de Colletière (C 5) par exemple, au Calvaire de Charavines (C 5), à 500 m au Nord de la Gaité-Saint-Geoire (F 4) et à 500 m au Nord de Hautefort (E 6), nous avons constaté qu'ils ne recèlent que des cailloux très anguleux, bien que les roches-mères ne consistent qu'en galets ronds (Fig. 79, Pl. XXXIX).

Ce fait est d'autant plus étonnant que la stratification toujours parallèle à la surface de l'éboulis, indique que les galets n'ont pas été fragmentés par une chute brutale suivie de plusieurs rebondissements, mais qu'ils ont plus ou moins roulé le long de la pente de l'éboulis.

La présence des cailloux anguleux ne s'explique guère que par l'action du gel. L'essentiel des éboulis se serait alors constitué peu après le retrait des glaciers sous un climat encore périglaciaire. Depuis ce temps-là, les éboulis semblent stabilisés.

D) LES TOURBES

Dans la partie Nord-Ouest de la feuille Voiron existent quelques dépôts de tourbes d'extension très réduite, conséquence d'un modelé glaciaire. Les tourbes formées dans les vallées barrées par des cônes de déjection sont plus importantes. La vallée de l'Hien au Sud de Doissin (A 2), les vallées de la Bourbre et du lac de Paladru, la vallée de l'Ainan de Chirens (D 6) à Massieu (E 5), la vallée de la Morge de Saint-Aupre (G 7) au Perrin (F 7), la vallée du Guiers de Saint-Joseph (G 8) aux Echelles (H 5) et certaines petites dépressions au Sud de Pont-de-Beauvoisin (G 1) doivent contenir plusieurs couches de tourbes.

Les très importants gisements des vallées de l'Hien et de l'Ainan ont fait l'objet d'une étude pollinique par Mme SITTLER-BECKER : l'âge des dépôts marneux, crayeux et tourbeux a été fixé du Dryas ancien au Dryas récent. Mme Sittler-Becker montre aussi que la formation de ces tourbes est achevée depuis longtemps.

Nous pouvons en conclure que l'érection des cônes de déjection qui sont à l'origine de la formation des tourbes date de la même période ou la précède immédiatement et que leur forme topographique n'a guère changé depuis.

E) ALTERATION DES DEPOTS FINI ET POSTWURMIENS

Les dépôts fini ou postwurmiens ne présentent pas d'altération de leurs éléments calcaires ou cristallins. L'aspect général à l'intérieur d'un tel dépôt est toujours frais. Nous n'avons pu observer qu'une légère altération de surface (quelques centimètres de profondeur) donnant naissance aux sols pédologiques.

Chapitre IV : QUELQUES AFFLEUREMENTS REMARQUABLES

Nous allons décrire ici quelques affleurements présentant des particularités ou démontrant certains phénomènes en rapport avec l'activité glaciaire et les influences sur le paysage.

Nous examinerons les affleurements dans l'ordre chronologique de leur création.

A) LA CARRIERE DE LA SYLVE BENITE (B 5)

(Alt. 700 m, 2 km au Sud-Ouest du Pin)

Au début de nos travaux, la carrière était exploitée par une tuilerie de Voiron. Elle y extrayait chaque été des argiles sableuses du Miocène. Pendant l'hiver les morts terrains au dessus de la couche miocène, des moraines gorgées d'eau, s'effondraient et glissaient en masse.

Peu après le commencement de nos travaux l'exploitation de la carrière fut délaissée ; les effondrements et les glissements en masse se poursuivirent de sorte qu'à la fin de nos études, l'image que présentait la carrière abandonnée était très différente de celle des premiers jours.

Nous avons pensé qu'il serait profitable de montrer à titre de comparaison, une série de cinq coupes relevées dans la carrière par différents chercheurs et à des époques variées (Fig. 80, Pl. XL) : ce qui est constant dans le relevé des coupes, c'est la succession sables argileux miocènes, moraine très argileuse très altérée, zone argileuse ou sableuse, moraine très altérée. Le haut de la succession par contre diffère beaucoup d'une coupe à l'autre. Parfois une moraine à galets frais calcaires et cristallins a été observée au dessus de l'ancienne moraine (coupes 1, 2, 4). Dans les coupes 3 et 5, elle devait être invisible.

Les dépôts morainiques plus altérés notés à la base des cinq coupes sont forcément plus anciens. Il est pourtant difficile de déterminer avec précision le degré d'altération et par là-même, l'âge du dépôt. En voici les raisons :

1/- La vieille moraine repose sur des sables argileux ou des argiles sableuses recélant quelques lentilles de conglomérats tous très altérés.

Ce matériel miocène a peut-être été pris par le glacier ancien : la moraine elle-même serait alors plus jeune que ne le fait paraître son état d'altération.

2/- La seconde raison est que nous ne pouvons pas distinguer avec certitude s'il s'agit exclusivement d'une altération sur place ou si, par des phénomènes de solifluxion ou d'autres, l'épaisseur apparente de la couche altérée s'est trouvée exagérée.

L'épaisseur d'altération de cette moraine (15 m au total) nous indiquerait en effet une altération très ancienne : à titre de comparaison, l'épaisseur de la couche d'altération de la terrasse de Tourdan (feuilles La Côte Saint-André -5- et -6-), datée du Mindel, est de 5 à 7 m.

Si nous rassemblons tous les arguments nous pouvons conclure que cette moraine argileuse est le vestige d'une glaciation plus ancienne que mindelienne, peut-être Gunz ou même Donau comme l'avait M. F. BOURDIER dans le rapport de l'excursion des 9 et 10 Mai 1968. Nous serions alors en présence de la moraine la plus ancienne connue dans le Sud-Est de la France.

B) LA GRAVIERE DU FUTEAU (A 6) - (Fig. 81, Pl. XLI)

Au Nord d'Apprieu (C 7) et du Grand Lemps (A 7), une croupe allongée de direction Est-Ouest, s'élevant de 150 à 250 m au dessus des deux vallées avoisinantes, présente à son sommet, à 720 m d'altitude, une gravière récente ; on y trouve de petits blocs arrondis et des galets ronds, parfois striés, dans une matrice plus fine sableuse, peu argileuse, c'est-à-dire un matériel glaciaire déposé par les eaux. La présence de lentilles à éléments fins, stratifiés subhorizontalement, prouve de plus que les eaux ont déposé sur une très faible pente.

Le matériel visible ne présente guère de traces d'altération. Seul son aspect d'ensemble un peu jaunâtre fait penser qu'il s'agit d'un dépôt rissien ou un peu plus âgé.

Par ailleurs, les recherches exécutées au Laboratoire de Pétrographie de l'Université de Paris par Mlle Annie MARTIN sur les minéraux argileux d'une lentille argilosableuse ont montré que leur composition minéralogique est identique à celle des terrasses rissiennes dans la plaine de Bièvre-Valloire.

Or, pendant toute l'époque quaternaire et par conséquent aussi pendant le Riss cette croupe a déjà dû dominer les vallées voisines de 100 m au moins. Cette étonnante situation d'un dépôt fluviatile à faible pente au sommet d'une montagne demande une explication.

Il nous faut supposer l'existence de deux vallums morainiques latéraux qui, par leur effet colmatant, empêchaient les eaux de fonte de s'écouler ailleurs que dans le chenal encaissé entre les deux moraines. Plus tard, après le retrait des glaciers, les vallums morainiques ont disparu par érosion et solifluxion.

Un exemple semblable de dépôt fluviatile horizontal au sommet d'une montagne entre deux crêtes nous est donné au Sud du Mont Levatel (B 6) : ici le dépôt s'est fait entre le bedrock et une moraine, accolée à son flanc Sud, et de hauteur presque égale.

C) LA GRAVIERE DE CHABONS (A 5)

(située à 100 m au Sud du point 574,4 à 500 m de l'Etang du Grand Lemps)

A l'extrémité Est de la plaine du Liers s'élèvent, jusqu'à près de 30 m, les moraines frontales de type peu hétérométrique du glacier rhodanien. Une gravière entaillée récemment dans la moraine et son soubassement pour la construction de l'autoroute Lyon-Grenoble, montre une belle stratification (Fig. 84, Pl. XLI) : c'est un exemple de vallum posé sur un dépôt quaternaire à stratification sub-horizontale, antérieure à celui-ci : aux différentes étapes de l'avancée des glaciers se formait à l'avant de la moraine une plaine fluvioglaciaire ; lorsque le glacier progressait, il détruisait sa moraine, l'aplanissait et construisait une nouvelle moraine avancée sur ses propres alluvions.

Ce qui est à retenir, c'est le fait que les alluvions de l'avant-pays, mis à part une mince couche de surface, ne représentent pas les dépôts liés à la moraine morphologiquement correspondante, mais à des moraines toujours situées plus en arrière par rapport à celle-ci et détruites par le glacier au cours de son avancée. Cette idée est particulièrement valable pour la moraine la plus avancée, c'est-à-dire la moraine d'un stade maximal (Fig. 103, Pl. L).

En conséquence de ce principe, nous pouvons supposer que la plaine du Liers - avant même l'édification des moraines visibles encore aujourd'hui - présentait autrefois une extension beaucoup plus vaste vers l'Est. Il est possible qu'elle s'étendait jusqu'aux environs de Blaune (B 5) / Oyeu (B 6) et que les alluvions de la petite butte calcaire du Molard Rond (B 5-6) (589 m) en soient un vestige (Fig. 105, Pl. LI).

D) GRAVIERE AU SUD-OUEST DE VAUX (A 4) PRES DE CHABONS

La moraine frontale de la langue glaciaire rhodanienne au Sud de Montrevel (A 3), à l'altitude de 590 m, date d'une étape glaciaire légèrement postérieure à celle de la moraine située dans la plaine du Liers et décrite précédemment ; en 1974, les travaux de construction de l'autoroute ont dégagé près du col, à 565 m d'altitude, une petite coupe (Fig. 83, Pl. XLI).

Entre deux dépôts morainiques se loge une couche brune recélant des fragments de bois. Ces débris ont été recueillis et envoyés au Laboratoire de Pétrographie de l'Université de Lyon en vue d'une étude au radiocarbone 14. Nous espérons qu'elle nous livrera l'âge du dépôt, c'est-à-dire approximativement l'âge de tout le cordon morainique au niveau de la plaine.

E) LES GRAVIERES DU VIVIER DES CHARTREUX (Fig. 85, Pl. XLII)

Au Nord du Grand Vivier (F 6) s'étend à l'altitude de 835 m, soit plus de 400 m au dessus des vallées avoisinantes, la plaine du Vivier des Chartreux.

Elle est limitée au Sud-Ouest par un relief miocène, au Nord et au Nord-Est par de belles moraines dont la disposition témoigne du partage du glacier en deux branches.

Les petits chenaux de drainage, qui évacuaient les eaux de la plaine, sont encore très visibles au débouché Ouest.

Sur le rebord d'érosion Sud de la plaine se trouvent deux petites gravières aujourd'hui abandonnées (coupe Fig. 82, Pl. XLI).

Les galets tous arrondis ou ronds évoquent un dépôt fluviatile. La couche d'altération superficielle est intégralement conservée sur les morceaux de la plaine qui subsistent et elle représente un des rares points sur notre terrain où une étude pédologique soignée serait possible et pourrait livrer une datation de ces dépôts.

L'altération de ces gravières est moyenne et correspondrait à une formation wurmienne ou rissienne. Les moraines en bordure de la plaine seraient alors du même âge.

F) GRAVIERE DE SAINT-ETIENNE-DE-CROSSEY (F 8)

A la sortie de la Cluse de Saint-Etienne-de-Crossey s'élève un cône deltaïque dont la surface subhorizontale se situe à 505 m d'altitude. Nous en avons décrit la structure au Chapitre II. Le lac dans lequel il s'est formé était limité à l'Est, au Nord et à l'Ouest par la montagne du Ratz et certains reliefs miocènes. Au Sud, le barrage n'a pu être constitué que par la moraine, actuellement très démantelée, du Pontet (Fig. 75, Pl. XXXVIII - Fig. 86, Pl. XLIII et Fig. 110, Pl. LV) qui est très hétérométrique et représente donc certainement un dépôt de front glaciaire.

En effet dans les gravières situées à l'Ouest du Pontet (F 8), comme à la bordure Sud du cône de déjection de Saint-Etienne-de-Crossey (505 m), nous trouvons beaucoup de blocs erratiques et de blocs arrondis déposés en stratification parfois turbulente, alors que plus au Nord, dans le domaine purement lacustre du cône de Saint-Etienne-de-Crossey, les éléments sont de taille plus isométrique et leur stratification régulièrement inclinée vers le lac.

G) LA GRAVIERE DU FOURNET (au sud de la Pâle à 460 m d'altitude) (F 4)

La gravière du Fournet présente, comme les moraines latérales, une stratification inclinée vers la vallée, mais de pente beaucoup moins forte ($> 10^\circ$) qu'habituellement (Fig. 72, Pl. XXXVII).

Cette stratification d'autre part est très régulière, peu lenticulaire et le matériel non strié est plus isométrique que dans les autres moraines. Ces particularités montrent clairement que l'action de l'eau y a été plus forte que dans les moraines normales. De même, nous n'y trouvons plus de traces de l'action glaciaire : il s'agit sans doute de dépôts morainiques (étape Xa) remaniés par les eaux dans un lac de barrage latéral (étape Xb), conformément au schéma des Fig. 87 et 88, Pl. XLIV).

H) AFFLEUREMENTS SABLEUX AU BORD DE LA ROUTE (F 4) LA PALE/LE DONNAT à 380 m d'altitude

Dans la vallée de l'Ainan près de la Pâle se sont déposés des sables fins isométriques, purs et stratifiés horizontalement, certainement d'origine lacustre, visibles dans un très bel affleurement au bord de la route.

Une datation exacte de ce dépôt est délicate car il n'est pas fossilifère et ne présente aucune trace de flore.

D'après la morphologie de la région, nous pouvons supposer que ces sables lacustres se sont déposés dans le lac qui s'étendait de Saint-Geoire (F 4) à Saint-Bueil (G 3), à l'abri d'un cône de déjection de l'Aigue Blanche.

Ce dernier, dont il ne subsiste aujourd'hui que quelques vestiges entre la Pâle (F 4) et le Donnât (G 4), s'est formé à 30 ou 40 m au dessus de l'actuelle vallée, dans le lac de la vallée de l'Ainan.

L'existence de ce lac à l'altitude de 400 m environ est démontrable par la présence, à la même altitude de petits replats de dépôts sableux ou graveleux de rivage entre le Donnât et le Perrier/le Sâtre (G 4).

Nous expliquons plus longuement au Chapitre VII l'origine, le développement et la disparition de ce lac.

Chapitre V : OBSERVATIONS D'INTERET GENERAL

A) LES STRIES GLACIAIRES

1) Observations de terrain

Nous avons considéré jusqu'à présent dans nos descriptions les galets striés comme critère de dépôt morainique. Or, il n'en est pas toujours ainsi :

Quelques affleurement observés à la colline du Billard (A 2) (entre Doissin et Torchefélon) à la colline de Meneise (B 4) (au Sud de Virieu) ou sur le replat des Vignes (C 4) (rive Nord-Ouest du lac de Paladru) ont été mentionnés dans la carte géologique à l'aide du figuré "conglomérat miocène" bien que les galets de surface fussent tous striés.

Si nous avons procédé ainsi, c'est parce que ces affleurements ne représentaient pas un dépôt morainique assez important, mais simplement une fine pellicule de quelques centimètres d'épaisseur constituée de galets striés sur un substratum de conglomérat miocène intact, affleurant à proximité immédiate.

A une grande partie de ces galets striés reste attaché un peu de ciment molasique ou même tout un fragment de roche conglomératique prouvant, sans doute possible, leur origine miocène.

Les blocs de conglomérats ont donc été arrachés par les glaces et transportés non loin de leur lieu d'origine.

2) D'où proviennent les stries ?

Les stries que nous avons observées étaient toutes tracées sur des galets calcaires - les plus tendres - et présentaient l'aspect de sillons très fins.

Parmi les éléments en présence, ni les blocs erratiques émoussés, ni les galets ronds du Miocène n'auraient pu inscrire des sillons aussi fins.

Il nous faut donc admettre l'existence d'un autre agent : nous pensons que ce sont les grains quartzitiques du ciment des conglomérats miocènes qui ont joué ce rôle. Un petit essai nous a montré qu'il n'est pas besoin d'une grande force pour rayer un galet de belles stries fines. Nous avons ramassé deux galets, l'un calcaire, l'autre pourvu d'un reste de ciment conglomératique et nous avons gratté le premier avec les grains du ciment du second galet. Une légère pression manuelle a suffi pour imprimer sur le galet calcaire des stries semblables à celles observées dans les affleurements (Fig. 92, Pl. XLVI). Nous admettons donc dorénavant que les stries ont été créées en grande partie par les grains quartzitiques du ciment des conglomérats miocènes largement répandus entre les galets et très occasionnellement par les blocs anguleux.

Nous avons constaté sur le terrain que lorsque le conglomérat miocène n'est recouvert que d'une fine pellicule de galets striés, le pourcentage de ces derniers est très élevé par rapport aux galets non striés. Au contraire, lorsque le dépôt morainique est plus épais, les stries sont beaucoup moins fréquentes à la surface du dépôt. Or, l'écoulement d'un liquide, tel que l'eau, présente, grâce à l'homogénéité et si l'on excepte les effets de turbulence une courbe de vitesse régulière. Pour la masse glaciaire très hétérogène et anisotrope dans le détail, la courbe des vitesses serait irrégulière. Si nous représentons par une courbe le déplacement des éléments d'un affleurement, nous pourrions obtenir un diagramme tel que celui que nous traçons à la Figure 91, Pl. XLVI.

Les stries se forment donc de préférence à la base du glacier, car c'est là que les grains anguleux du ciment conglomératique sont les plus nombreux et que les différences de vitesse entre les couches superposées de galets sont les plus grandes. Nous voyons bien d'après le diagramme que la différence de vitesse sur la différence de hauteur est la plus grande à la base : $\frac{\Delta v}{\Delta h} = \text{maximale à la base}$.

La fine pellicule de galets striés observée sur un substratum miocène ne peut donc pas être considérée comme un véritable dépôt morainique dans le sens géologique du terme, mais plutôt comme un Miocène qui a subi un léger remaniement glaciaire.

3) Disparition des stries

Les stries disparaissent sous l'effet de l'usure provoquée par le frottement des galets entre eux, livrés au flux d'un ruisseau. Au niveau des langues glaciaires où le double effet de la glace et des eaux se fait sentir, se produiront donc des phénomènes contraires : tant que les galets sont maintenus sous la dépendance des glaces, les stries sont conservées ; dès qu'ils sont abandonnés à l'action des eaux de fonte, les stries s'atténuent puis disparaissent totalement.

Ceci explique pourquoi nous avons souvent trouvé dans les vallums frontaux des nids de galets striés à proximité immédiate de masses caillouteuses non striées. Ces nids de galets striés nouvellement charriés par les glaces étaient encore épargnés par l'usure des eaux. Dans les petits chenaux transversaux, au contraire, où règne seule l'action des eaux, le nombre de galets striés est nettement réduit. Sur les cônes de transition - du vallum vers la plaine alluviale frontale - les traces de stries disparaissent complètement.

Deux beaux exemples d'affleurements nous ont montré les conditions de disparition des stries.

- Le premier a été observé lors du creusement de la tranchée pour la pose du pipe-line Lyon-Grenoble au Nord-Ouest de l'Etang du Grand Lempis (A 5) à 575 m d'altitude. La tranchée empruntait la voie d'un chenal transversal dans les moraines frontales d'une langue rhodanienne et s'entaillait ensuite dans le cône de transition correspondant (vallée du Liers) dont la pente était assez faible. Nous avons pu constater que le cône de déjection recélait des galets striés sur une distance de 50 m environ depuis le pied de la moraine. Au delà de cette limite, nous n'avons plus trouvé un seul galet strié.

- Le cône de déjection au débouché de la Combe Ourcière près du lac de Paladru nous a livré un grand nombre de galets striés. Les moraines latérales de la langue rhodanienne de Charavines (C 5) qui étaient déposées dans cette vallée puis érodées ont fourni ce matériel strié. Le transport des galets sur une pente raide, c'est-à-dire un transport rapide sur quelques centaines de mètres n'a pas suffi à effacer les stries.

Nous interprétons ces faits en remarquant qu'un galet qui dévale rapidement un versant raide est moins soumis à l'usure qu'un galet qui ne progresse que lentement le long d'une pente douce ; ce dernier sera soumis beaucoup plus longuement aux innombrables chocs de la masse caillouteuse plus fine qui est entraînée plus rapidement : le premier galet conservera les traces de stries, sur le second elles auront totalement disparu.

Ces observations nous sont d'une grande utilité pour la cartographie : lorsque, en l'absence de relief glaciaire, nous observons, au milieu d'une surface alluviale plane, un banc de galets striés, nous pouvons en conclure avec grande probabilité que le champ d'action glaciaire se trouvait ici même ou à proximité immédiate ; nous pouvons détecter ainsi dans une plaine alluviale uniforme l'ancien tracé de dépôts morainiques érodés et aplanis par l'action fluvioglaciaire ou fluviale : ce moyen nous a permis de dépister à Serves (B 7) le tracé de vallums morainiques disparus (cf. Chapitre "Historique du retrait glaciaire").

B) LE TRANSPORT DES MATERIAUX PAR LA GLACE

Toutes les observations recueillies à l'étude des affleurements de dépôts morainiques nous ont montré que les glaciers transportèrent peu de matériel détritique depuis leur bassin versant dans les Alpes internes jusqu'à leur moraine frontale. La moraine frontale (qui contient peu de blocs erratiques) comporte surtout du matériel arraché au voisinage du front glaciaire et simplement délogé.

Mais le raisonnement inverse est-il également valable ? Sommes-nous loin du front glaciaire lorsque nous sommes en présence d'un dépôt morainique renfermant beaucoup de matériel des Alpes internes, c'est-à-dire de blocs erratiques facilement détectables dans notre cas ?

Les vallums morainiques au Nord du Grand Vivier (F 6), ceux du Bois de Bavonne (D 7), de la Vouise (E 8), de la région de Châtelonnière (E 6) et d'autres encore semblent le confirmer : Il s'agit là de moraines latérales à une altitude assez élevée (donc éloignées du front glaciaire) et qui recèlent beaucoup de blocs erratiques provenant des Alpes internes (vallums très hétérométriques).

Ces observations peuvent recevoir aisément une explication : en effet, la probabilité d'être déposés au vallum frontal est beaucoup plus grande pour les éléments arrachés à la zone terminale de la langue que pour les éléments venus de loin, ceux-ci ayant plus de chance d'être déposés au cours de leur voyage. La Figure 93, Pl. XLVI montre les probabilités de dépôt de deux blocs charriés par un glacier :

Le bloc 1 a moins de chances d'arriver jusqu'à la moraine frontale que le bloc 2, arraché à la zone terminale. Après avoir été déposé en la, le bloc 1 peut être repris plusieurs fois par le glacier et accomplir ainsi plusieurs étapes ; il se peut qu'il atteigne effectivement la moraine frontale, mais plus le parcours est long, plus grande devient la possibilité de destruction du bloc. Il peut être désagrégé avant d'atteindre au but. (Il est évident également qu'en raison du sens de l'écoulement le bloc 2 ne pourra jamais se trouver en A).

Si maintenant les blocs 1 et 2 sont pétrographiquement différents, la moraine frontale sera constituée essentiellement de la roche R2. Cette constatation va nous aider à déterminer d'après sa composition pétrographique la position approximative d'une moraine par rapport au front : si une moraine, située en M1, nous semble très hétérométrique et comporte en plus de matériaux très variés beaucoup de blocs erratiques, nous avons affaire à une moraine loin du front glaciaire.

Si une moraine, en M3, recèle un très grand pourcentage de galets miocènes, nous sommes en présence d'une moraine proche du front glaciaire.

Si enfin une moraine, en M2, présente un bon mélange d'éléments miocènes et de blocs erratiques, nous avons une moraine intermédiaire.

Voici un exemple où, sur notre terrain, ce principe nous a été d'un précieux secours : dans la vallée de la Fure près de Ravingnouse (C 7) nous avons remarqué des dépôts morainiques remaniés (Chapitre III) dont nous ne pourrions déterminer l'appartenance par la seule situation géographique. Sa composition pétrographique nous montre qu'elle ne pourrait en aucun cas être un dépôt morainique frontal de la langue glaciaire rhodanienne de Chirens (D 6), car les galets miocènes y sont peu représentés. Les blocs erratiques très nombreux indiquent plutôt une moraine latérale du glacier isérois, éloignée du front qui devait se situer bien au delà d'Apprieu (C 7) et probablement même du Grand Lemps (A 7).

C) STRATIFICATION DES DEPOTS MORAINIQUES

Plusieurs affleurements nous ont révélé l'existence dans certaines moraines d'une stratification très inclinée (30° environ) vers la vallée principale ; dans d'autres moraines, d'une stratification turbulente.

La stratification oblique se développe de préférence dans les moraines latérales souvent appliquées au versant d'un substratum résistant, par exemple les conglomérats miocènes (Fig. 75a, Pl. XXXVIII). Nous proposons l'explication suivante :

En été, le niveau de la glace baisse et le vallum glacé dégèle. Le matériel morainique s'ameublît et le versant, trop raide, alimente la moraine par éboulis inclinés vers le glacier.

Nous avons regroupé à la figure 75, Pl. XXXVIII, plusieurs aspects de la stratification turbulente observés dans différentes gravières. Nous avons essayé de détecter dans chaque stratification turbulente une direction préférentielle qui nous aurait éclairé sur le sens de la poussée glaciaire. Malheureusement aucun indice ne nous y a aidé. Mais la comparaison de ces effets avec les mêmes phénomènes (moraines de poussée, cryoturbation) connus en Allemagne du Nord a montré que tout se passe ici de la même façon, mais en miniature, en quelque sorte proportionnellement à l'ampleur du glacier.

D) LES SYSTEMES MARGINAUX GLACIAIRES

Introduction

L'étude sur le terrain nous a montré que des formes, apparemment distinctes, les moraines, chenaux, replats alluviaux, sont en réalité intimement liées aux marges du glacier selon certains rapports de cause à effet.

Pour plus de détails à ce sujet et à titre de comparaison nous renvoyons au Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 1968, n° 2. Le lecteur y trouvera le développement intégral du Dispositif moraine-chenal marginal (appelé ici tangentiel) et son interprétation en loi d'intérêt général. Nous reprendrons ici brièvement les grandes idées directrices de cette dissertation avec quelques nuances d'interprétation personnelle.

1) Dispositif élémentaire

La Fig. 94, Pl. XLVII résume la disposition des éléments morphologiques créés par les langues glaciaires.

Les eaux qui affluent au front glaciaire s'écoulent librement vers l'aval en édifiant un replat alluvial qui prendra selon la topographie de l'auge glaciaire l'aspect d'un cône de déjection ou une plaine alluviale fluvioglaciaire inclinée (sandur).

Ce dispositif fondamental théorique et élémentaire se retrouve dans la nature normalement simplifié ou développé.

2) Schéma d'un dispositif composite, normalement développé

Nous savons que le profil évolutif d'un glacier s'établit selon une ligne parabolique constante (voir Lliboutry, Traité de glaciologie). A un petit abaissement du profil à l'amont du glacier correspond un grand abaissement à l'aval et un très net recul du front glaciaire (Fig. 97, Pl. XLVIII).

En conséquence de ce phénomène, après un recul glaciaire, les moraines latérales et leur chenal tangentiel correspondant se réédifient à un niveau d'altitude légèrement inférieur au système moraine-chenal antérieur.

Les moraines frontales par contre se reconstituent au même niveau (lorsque le fond de la vallée est horizontal) ou à une altitude plus élevée (lorsque celui-ci est en déclivité vers l'aval) que celles de l'étape précédente (Fig. 95, Pl. XLVII).

Le versant montagneux est remplacé dans la seconde étape de retrait par les moraines latérales du premier système. La plaine alluviale frontale de la seconde étape glaciaire par contre ne peut plus se constituer avec la même ampleur que celle de la première étape. Délimitée par un double cordon morainique elle peut, selon l'importance du recul glaciaire, prendre l'aspect d'une vallée plus ou moins large ou celui d'un étroit couloir ; nous avons alors un chenal tangentiel frontal qui collecte les eaux des chenaux tangentiels latéraux et les eaux de fonte issues des brèches de la moraine frontale. Ensuite, les eaux s'écoulent tout naturellement par les chenaux transversaux du premier cordon morainique dans la plaine alluviale avancée.

Parfois, lorsque leur pouvoir érosif est assez important, les eaux de fonte détruisent les moraines frontales de la première étape glaciaire et édifient, en y intégrant le matériel morainique, une unique plaine alluviale frontale.

Ce cas toutefois n'a été observé que dans les plaines de Bièvre et du Liers à la bordure de notre terrain.

Les moraines frontales des langues secondaires du glacier rhodanien ont été épargnées par l'érosion et les eaux de fonte - au débit peu puissant - s'échappaient normalement par les chenaux transversaux.

Aux étapes suivantes du recul glaciaire ces phénomènes se reproduisent créant une succession de cordons morainiques flanqués chacun du chenal tangentiel (Fig. 95, Pl. XLVII) .

Lorsque le flux des eaux de fusion est assez important il peut se former aux marges latérales du glacier une petite succession de terrasses en gradin .

Remarque : Nous n'avons pas pu, sur notre terrain, mettre en évidence des stades caractérisés par un changement climatique important provoquant un très grand recul glaciaire . Nous n'y avons donc distingué que des "étapes" de recul (Fig. 104, Pl. L), avec retrait peu important, sans indices d'une nouvelle avancée sur des dépôts interstadias caractérisables (par la formation d'un sol végétal, par exemple) .

3) Variations du schéma fondamental développé en fonction du recul glaciaire

Entre deux étapes, le recul et l'abaissement du profil longitudinal d'un glacier peut être très différent .

Lorsque le recul au front du glacier est petit, l'abaissement du niveau de la glace en amont est très minime ; les moraines latérales de la première étape et de la deuxième étape sont alors accolées et difficilement discernables, alors que dans la zone frontale elles sont séparées par des chenaux tangentiels étroits . Le relief est donc marqué par une crête morainique latérale unique et une double crête frontale . Les chenaux tangentiels latéraux de l'étape précédente sont réutilisés .

Lorsque le recul au front du glacier est plus important, la crête morainique latérale se dédouble et les chenaux se développent ; dans la zone frontale la nouvelle plaine alluviale encadrée par les moraines des deux étapes successives peut prendre une assez belle étendue . Les eaux s'y écoulent en creusant un lit dont le cours asséché est observable aujourd'hui encore en maints endroits (plaines du Liers et de la Bièvre-Valloire) .

4) Variations en fonction de la topographie préexistante

Jusqu'à ce point nous avons analysé la formation d'un système marginal en admettant que la langue glaciaire s'épanche dans le sens de la vallée . Or le contraire est possible ; la langue glaciaire peut avancer sur un fond de thalweg remontant, par exemple, dans un vallon latéral jusqu'au col ou même au delà ; nous devons alors distinguer trois cas :

1er cas - La surface de la glace est très élevée et déborde par le col ou par un seuil dans une plaine ou une autre vallée à pente descendante . Le relief glaciaire se modèle alors selon le principe énoncé précédemment . Nous trouvons un système marginal glaciaire typique .

2ème cas - Après recul du glacier, le front se situe au niveau du col ou du seuil . Encore une fois le paysage est caractérisé par un système marginal normal, car les eaux de fonte, indispensables à la formation des chenaux qui devraient logiquement s'échapper selon la pente la plus forte, c'est-à-dire vers l'intérieur du glacier, s'écoulent effectivement par le col ou le seuil vers la plaine alluviale de la première étape . Nous avons relevé de beaux exemples de ce type de paysage à proximité immédiate d'un seuil près de Chabons (A 5) et surtout à Bizannes (feuille La-Côte-Saint-André -4-) . Nous avons pu suivre très clairement depuis le chenal tangentiel latéral le lit des ruisseaux qui s'engageait par les chenaux transversaux du cordon morainique le plus avancé pour aller se perdre dans la plaine alluviale frontale correspondante .

Ces exemples nous prouvent que s'il advenait qu'une partie infime des eaux de fonte se perdait sous le glacier, une quantité non négligeable s'écoulait à l'air libre par les chenaux situés nettement au dessus du fond de la vallée. La pente des chenaux qui se modèle sur celle des moraines pouvait être extrêmement faible au niveau du seuil, mais elle suffisait pour canaliser les eaux par delà le seuil.

3ème cas - Le front glaciaire n'atteint plus le col ou le seuil mais la surface de la langue à une certaine distance en retrait du front est encore au même niveau d'altitude que le col ou le seuil (Fig. 98, Pl. XLVIII). Il suffit d'un très petit recul du glacier par rapport au cas 2 pour que le phénomène se produise : les eaux de fonte canalisées par les chenaux tangentiels s'amassent au front glaciaire en un lac dont le niveau s'élèvera jusqu'à l'altitude du col ou seuil ; nous l'appellerons "lac frontal".

4. Analyse des dispositifs à lacs frontaux

Les vallées dans lesquelles le glacier rhodanien est remonté sont relativement longues et comme le retrait du glacier a dû s'opérer de façon progressive et constante - c'est-à-dire par étapes de recul d'importance moyenne - il s'est trouvé plusieurs fois successivement dans le cas de former des lacs frontaux, nous fournissant ainsi des exemples propices à l'analyse.

Nous ne retrouvons plus, ici, la morphologie typique du système marginal glaciaire. La moraine frontale ne peut pas s'édifier dans le lac. Seules, quelques moraines latérales, accompagnées de leurs chenaux, situées à des hauteurs moyennes au dessus du lac et à des distances assez grandes de la dernière étape du cas 2 nous prouvent que la langue glaciaire avait stationné à ce niveau.

D'autre part le chenal le plus bas de l'étape 2 qui conduisait encore les eaux par delà le col ou le seuil a fonctionné longtemps encore après le retrait du glacier. En effet à Bizones (feuille La-Côte-Saint-André -4-), Chirens (D 6) et surtout Chabons (A 5) il s'est formé au débouché du lac, c'est-à-dire au niveau même du seuil, une terrasse alluviale (semblable à la plateforme d'abrasion et sa terrasse, formes typiques des plages marines) dans laquelle s'est creusé le lit du cours d'eau d'évacuation. A Orge (A 5) au Sud de Chabons, celui-ci est même assez encaissé dans l'avant-pays morainique ce qui prouve sa longue utilisation. Examinons de plus près ces exemples :

1) Lac de Chabons

Le fond du chenal d'évacuation est à 512 m d'altitude environ ; l'existence à ce niveau d'un lac de barrage glaciaire atteignant ce niveau est indiquée par les faits suivants :

a)- Tout au long de la dernière moraine de l'étape 2, c'est-à-dire de la Maison Rouge (A 5) à Ternin (B 5) par la gare de Chabons et Burcin (A 5) existent des replats ou des terrains à très faible pente situés au niveau de 512 m.

b)- Le château de l'Epinay (C 3) à l'Ouest de Virieu se dresse sur une terrasse à l'altitude de 512 m qui se prolonge jusqu'à la Rabatelière (C 3).

c)- Près de Rual (C 1) au Sud-Ouest de Passage, nous retrouvons le chenal correspondant à ces mêmes terrasses par lequel les eaux du lac s'évacuaient lorsque le glacier s'était retiré jusque dans la région de Chassigneux (C 2). Ce chenal est mal développé car il n'a été que peu de temps en service. En effet après un nouveau recul du glacier le chenal est abandonné et le lac se vide au fur et à mesure en empruntant des voies d'écoulement à des niveaux d'altitude de plus en plus bas.

d)- Hormis dans la région de Chassigneux, les moraines latérales les plus basses que nous ayons enregistrées dans ce secteur se situent de 525 à 515 m d'altitude à l'Ouest de la Viaillère (B 4) par exemple, au Nord de Blandin (B 4), au Sud-Ouest et au Nord-Est de la Chevrote (B 2), aux Hayes (C 1), au Sud des Alphons (C 1), au Sud de Malin (B 4), au Sud des Tournelles (B 3), à l'Est de Virieu (B 3), à la Côte Droite (C 2) et à la Croix (C 2) près de Chassigneux. Au dessous de 515 m, nous sommes au niveau du lac où il ne se forme plus de moraine.

e)- Dans la région au Nord de Chassigneux nous relevons au contraire de nombreux éléments morphologiques à moins de 512 m d'altitude : des terrasses, des petites moraines, des chenaux. En effet, après plusieurs étapes de recul glaciaire, le lac dont la rive Nord atteint maintenant la région de Passage s'évacue par des voies situées à des altitudes de plus en plus basses. Le niveau du lac baisse en fonction de la sortie des eaux. D'autre part le glacier beaucoup moins important ne peut plus retenir les eaux du lac à 512 m et le système moraine-chenal suit l'abaissement du profil glaciaire. Les formes typiques fluvioglaciaires et lacustres se constituent ici donc bien au dessous du niveau 512 m. Le niveau du lac baissant, la sortie Sud est abandonnée ; le chenal de Orge (A 5) devient une vallée morte.

2) Dans la région de Bizannes (feuille La-Côte-Saint-
----- André -4-)

la dernière sortie du lac de Bizannes se situait à 540 m d'altitude environ. C'est à ces niveaux que nous retrouvons les mêmes éléments que précédemment, caractéristiques d'un lac de barrage glaciaire à proximité d'un seuil : ils sont visibles au Baracas à l'Ouest de Biol (feuille La-Côte-Saint-André -4-) vers le Nord au Pré Crétin (feuille La-Côte-Saint-André -4-), à l'Est de la Lucardière (A 4) et à l'Est des Granges (A 3).

Le même système moraines-chenaux-terrasses s'est constitué à l'altitude de 565 m au Sud de la Lucardière (A 4) pour la langue glaciaire secondaire de Montrevel (A 3) affluent de la langue de Bizannes.

3) Dans la vallée de l'Ainan

en amont de la Pâle (F 4) nous pouvons observer les mêmes phénomènes morphologiques à l'altitude de 466 m.

Toutes ces observations nous prouvent que même à la périphérie glaciaire où l'épaisseur des langues n'est plus très importante, la masse des glaces peut obliger les eaux de s'élever assez haut au dessus du fond de la vallée et de former des lacs de barrage glaciaires sans formation de moraine frontale.

β. Considérations sur la formation des lacs de barrage frontaux

Ces faits semblent mériter que l'on se penche sur leur explication théorique.

Selon Lliboutry le profil de la surface équilibrée de la langue glaciaire est décrit, dans les vallées à fond plat ou peu incliné, approximativement par la formule $h = \sqrt{20x}$. Avec la distance au front glaciaire grandit donc l'épaisseur du glacier, c'est-à-dire la pression de la glace exercée sur le fond de la vallée.

Mais en présence d'un lac glaciaire la glace subit une force ascensionnelle. Pour que l'eau puisse s'écouler librement au dessous de la glace, il faut que la force ascensionnelle soit plus grande que la pression de la glace sur le fond.

Un calcul simple (Fig. 98, Pl. XLVIII) nous donne une idée approximative de ce rapport.

Pression de la glace : $G (h + t) \cdot 0,9$

Pression de l'eau : $E = t \cdot 1,0$

force ascensionnelle : $fa = E - G \approx t - (h + t) \cdot 0,9$
 $fa = 0,1t - 0,9h$

Pour que fa soit plus grande que 0 il faut que

$$0,1t \gg 0,9h$$

$$h \ll 0,11t$$

ou en appliquant la formule de Lliboutry

$$\sqrt{20x} \leq 0,11t$$

$$x \leq 0,0006t^2$$

Au seuil de Bizennes par exemple la hauteur t était de l'ordre de $550 - 450 = 100$ m.

Ceci donnerait $x \leq 0,0006 \cdot 100^2 = 6$ m

Ceci voudrait dire que la pression du glacier avançant dans le lac de Bizennes était déjà à 6 m du front glaciaire théorique suffisamment grande pour équilibrer la force ascensionnelle.

Plus en amont, où la surface du glacier est plus élevée le glacier exerce une pression de plus en plus grande sur le fond du talweg rocheux. Il empêche l'eau de circuler librement ; mais il subsiste la possibilité d'un écoulement par les interstices et les cavités, par exemple les poches et les tunnels qui existent dans la masse glaciaire et à sa base : à cause de la pression plus grande, elles sont petites et rares au centre de la masse, plus grandes et plus nombreuses à la périphérie et dans les petites langues glaciaires secondaires.

Nous allons comparer la glace avec une roche fissurée : nous pourrions alors employer pour la glace les termes connus pour l'écoulement des eaux dans la roche (perméabilité, perte de charge, surface piézométrique, etc.). Exprimé en ces termes nous pouvons dire que la perméabilité de la masse glaciaire est petite au centre, plus grande à sa bordure et par conséquent la perte de charge par unité de longueur plus grande au centre de la masse glaciaire qu'à sa périphérie. L'évacuation d'un lac latéral se fait donc plus facilement quand les eaux peuvent s'écouler par la zone de perméabilité plus grande, c'est-à-dire en bordure de la glace, que lorsqu'elles sont obligées de passer par le centre d'une grande masse glaciaire à petite perméabilité.

D'autre part la différence de hauteur entre le niveau du lac et la sortie des eaux souglaciaires par rapport à la longueur du chemin à parcourir, c'est-à-dire le gradient hydraulique $i = \frac{H}{L}$ détermine le pourcentage de perte en eaux du lac par l'écoulement souglaciaire. Plus le gradient hydraulique est fort et le trajet à parcourir court, plus l'écoulement souglaciaire s'accroît au point de devenir le seul moyen d'évacuation du lac.

Il est évident que ceci s'applique également aux lacs glaciaires latéraux ou de front glaciaire dans une vallée secondaire même si ceux-ci se situent loin du front principal. Un lac situé dans une vallée latérale très élevée par rapport à la vallée principale ou un lac latéral situé à grande altitude dans la vallée principale peut facilement s'écouler par la voie souglaciaire car la différence d'altitude entre le niveau du lac et la sortie des eaux au front principal représente une grande perte de charge, c'est-à-dire un gradient hydraulique fort.

Reprenons l'exemple du lac de Chabons : pour s'écouler sous le glacier, les eaux à l'Etape IV (voir Chapitre "Historique du retrait glaciaire") auraient dû descendre toute la vallée de la Bourbre et s'écouler jusqu'aux environs de Bourgoin sous une masse glaciaire très épaisse.

masse glaciaire épaisse = forte pression = petite perméabilité
distance lac de Chabons, Bourgoin = 35 km
dénivellation 512 - 240 ~~ou~~ 270 m
gradient hydraulique $i = 0,8 \%$

Au contraire, lorsqu'à l'Etape VIII le glacier rhodanien avait assez reculé, le lac s'étendait maintenant de Chabons à Saint-Ondras (D 2)-le Passage (C 1). Les eaux pour s'écouler sous la glace parcouraient un trajet beaucoup plus court : Saint-Ondras/Saint-Didier (feuille La-Tour-du-Pin -6-) en bordure du glacier donc dans une zone de grande perméabilité.

distance à parcourir = 9 km
dénivellation 512 - 360 = 150 m
gradient hydraulique $i = 1,6 \%$

A cette étape glaciaire donc, le lac de Chabons commençait à se vider par la voie sous glaciaire (zone de grande perméabilité et tunnels temporairement ouverts).

Dans le cas extrême où le gradient hydraulique devient encore plus grand, la formation même d'un lac est impossible car les eaux s'échappent trop rapidement à travers la glace.

Ceci aurait pu être le cas des "lacs" du Futeau (A 6) et du Grand Vivier (F 6). Situés à grande altitude par rapport à la vallée principale, la glace seule n'aurait pas pu retenir les eaux. S'il y a eu formation d'un couloir d'écoulement au Futeau ou d'un lac au Grand Vivier c'est parce qu'il y avait des dépôts morainiques à effet colmatant.

Quand le débit de l'écoulement souglaciaire d'un lac latéral est plus faible que son alimentation, le niveau de l'eau s'élève presque jusqu'au niveau de la surface du glacier au débouché de la vallée latérale dans la vallée principale que nous appellerons le "point de confluence" (Fig. 100, Pl. II). Les eaux excédentaires commencent alors à s'insinuer en ce point au bord de la langue glaciaire de la vallée principale, c'est-à-dire dans la zone de grande perméabilité. Comme la pente du glacier est régulière du point de confluence à l'avant-pays, les eaux ayant franchi ce barrage glaciaire pourront s'écouler librement (fig. 100, Pl. II).

Nous pouvons donc poser en principe que le niveau d'un lac latéral qui se vide par la surface glaciaire est fonction du niveau de la glace au point de confluence. Tout recul du glacier entraîne - par la baisse de la glace au point de confluence - une baisse du niveau du lac latéral. Ceci était le cas pour tous les lacs de notre terrain à la dernière étape de leur existence (voir Chapitre "Historique du retrait glaciaire").

Sur notre terrain toutefois, les lacs se situaient dans des vallées fermées à l'amont par un seuil dont l'altitude était beaucoup plus basse que l'altitude du point de confluence glaciaire. Les eaux des lacs s'élevaient donc jusqu'au niveau du seuil et s'écoulaient par cette voie. Le niveau du lac restait constant aussi longtemps que la surface de la glace au point de confluence était plus élevée que le niveau du lac.

Ce fut le cas pour le lac de Bizennes (*) de l'Etape IV à l'Etape VII, pour le lac de Chabons (A 5) de l'Etape V à l'Etape VIII, pour le lac de Chirens (D 6) de l'Etape VII à l'Etape X et pour celui de Saint-Etienne-de-Crossey (F 8) (Etape VI).

* (feuille La-Côte-Saint-André -4-)

Dans les trois premiers cas nous avons affaire à des lacs au front d'une langue secondaire encaissée dans une longue vallée à faible pente. Comme la surface glaciaire était au point de confluence bien au dessus du niveau du lac, la pression sur le fond de la vallée était très forte, le gradient hydraulique très petit et la glace seule était alors capable de retenir les eaux du lac.

Au contraire à Saint-Etienne-de-Crossey la langue secondaire était réduite à un lobe glaciaire latéral, donc la surface glaciaire au point de confluence ne dépassait pas beaucoup le niveau du lac. De plus le gradient hydraulique vers la vallée de l'Isère était plus fort que dans les cas précédents $(500 - 200) = 300$ m sur ≈ 5 km ($i = 6\%$).

Pour ces deux raisons le glacier seul n'aurait pas pu retenir les eaux du lac. Si la formation du lac de Saint-Etienne-de-Crossey a été possible, c'est qu'il existait une moraine à effet colmatant. Nous en avons la preuve par les vestiges de dépôts morainiques à l'Ouest du Pontet (F 8) (voir Chap. II, paragraphe B.2.d). Ainsi l'écoulement souglaciaire était très réduit et l'évacuation du lac a pu se faire par le seuil de Saint-Nicolas-de-Macherin (E 7)/le Rousset (D 7).

Il nous reste à expliquer pourquoi au Futeau (A 6), au Grand Vivier (F 6) et à Saint-Etienne-de-Crossey (F 8) se trouvaient des dépôts morainiques particulièrement importants. Nous pensons que cela tient à ce que dans ces 3 cas nous sommes en présence de moraines formées en marge des langues glaciaires principales et non de celles, forcément plus modestes, déposées par les langues glaciaires secondaires issues de la digitation du front glaciaire (Fig. 101, Pl. II).

5) Variation en fonction de l'apport en eaux de ruissellement des régions non englacées (Fig. 96, Pl. XLVIII).

Lorsque la surface des régions non englacées est assez restreinte par rapport à la nappe glaciaire, l'apport en eaux de ruissellement reste sans influence notable sur l'édification du système marginal. Nous avons affaire alors aux formes typiques décrites précédemment. Ceci était valable par exemple sur notre terrain pour toute la région au Nord de la ligne Saint-Aupre (G 7), Chirens (D 6), Apprieu (C 7), le Grand Lemps (A 7). (Ce n'est qu'à la dernière étape du retrait glaciaire que la proportion a changé, c'est-à-dire à la fin de la période glaciaire et au début des temps que nous avons appelés finiwurmiens. Le climat et le régime hydrographique qui s'installent alors, ne sont plus en liaison avec le régime glaciaire. Leurs effets sur la morphologie ont été étudiés au chapitre des dépôts fini et postwurmiens).

Au Sud de cette ligne au contraire les régions non englacées, situées plus à l'Est, prennent une place importante entre les langues glaciaires de l'Isère et du Rhône et les eaux fournies par ces terres influencent grandement le modelé des formes. Nous étudierons l'exemple du glacier isérois au moment où une langue secondaire déborde encore le seuil de Rives:

↓ Au début des temps où le phénomène nous intéresse, le système marginal dans la plaine de la Bièvre-Valloire aurait pu théoriquement se constituer selon le schéma connu du glacier glissant à contrepente et stationnant au delà du seuil. Or, nous ne retrouvons dans ce cas que peu d'éléments du système type.

La disposition des moraines et chenaux est en effet fonction, dans ce cas particulier, de l'importante action érosive du torrent de Saint-Etienne-de-Crossey (F 8) qui s'écoule par Saint-Nicolas-de-Macherin (E 7) et Chirens (D 6) en contournant le bois de Bavonne (D 7) : issues de la vallée de Plan-Bois les eaux ont d'abord érodé et détruit au fur et à mesure les moraines qui s'édifiaient au front de la langue secondaire du Seuil de Rives (en intégrant le matériel morainique dans la plaine alluviale frontale polygénique). Il n'en subsiste en effet que quelques maigres vestiges (le Gros Molard (B 8) par exemple) (Fig. 69, Pl. XXXVI).

La moraine frontale abandonnée, après un nouveau recul glaciaire, au niveau de Saint-Blaise-du-Buis (C 8) a, par contre, été protégée par le Bois de Bavonne (au matériel miocène plus résistant) : le torrent s'écoulait encore par la plaine de la Bièvre-Valloire mais longeait la moraine de Saint-Blaise-du-Buis à son pied et achevait l'alluvionnement de sa surface marginale.

2 - Ultérieurement, lorsque le glacier retiré n'atteignait plus le seuil de Rives, les eaux de fonte coulaient vers le Sud à une altitude beaucoup plus basse que celle de la plaine de Bièvre-Valloire. Le lac de Saint-Etienne-de-Crossey richement alimenté par les précipitations pluvieuses ou neigeuses du Massif de la Chartreuse se vide alors par le Sud et les eaux longent le nouveau cordon morainique de Charnècles (feuille Grenoble -2-) en passant par Voiron (E 8), l'Agnelas (D 8), Réaumont (C 8), Rives (feuille Grenoble -2-) et Tullins. En raison de la grande dénivellation les eaux venant du lac de Saint-Etienne-de-Crossey représentent une force de creusement de beaucoup plus importante que celle des eaux de fonte de la langue iséroise seule : Le puissant cours d'eau que forment les eaux réunies construit alors les vastes surfaces marginales latérales sur un substratum meuble. Toutes les formes de dépôt des étapes de retrait intermédiaires entre les moraines de Saint-Blaise-du-Buis (C 8) et celles de Charnècles qui étaient construites ou en construction sont arrasées et intégrées dans les surfaces marginales. Sans doute les eaux de fonte glaciaire, à elles seules, n'auraient pas pu modeler d'aussi larges ensembles. Un peu plus tard le chenal au Sud de l'Agnelas (D 8), entaillé dans un conglomérat miocène résistant reflète par ses dimensions l'ampleur du flux liquide.

Au fur et à mesure que le glacier baisse, le cours d'eau forme des terrasses entre Voiron et l'étroit défilé de Renage-Tullins. Certaines d'entre elles sont suspendues au dessus de terrasses plus récentes en contrebas. Elles sont les vestiges de surfaces marginales en bordure du glacier sapées par le cours d'eau.

3 - Après la formation des moraines de Charnècles, nous assistons à un nouveau recul glaciaire. Il se forme la même topographie de terrasses ou de surfaces marginales qu'à l'étape précédente, mais moins accentuée, ce qui dénote que le cours d'eau qui contourne le glacier par Voiron avait un débit beaucoup plus faible : de fait, les eaux de la Chartreuse qui jusqu'alors s'échappaient par la gorge de Saint-Etienne-de-Crossey empruntent maintenant une nouvelle voie, celle des gorges de Chailles (H 3) (voir Chapitre "Historique du retrait glaciaire").

L'opposition est très nette entre le dispositif résultant et celui des vallums de Bizannes, Chabons et Chirens où nous pouvons suivre le cordon morainique sur toute la longueur de son développement : le passage de la moraine latérale à la moraine frontale s'y faisant sans interruption : ceci est permis par le faible pouvoir érosif des seules eaux de fonte provenant de langues de taille médiocre.

Au sud de Rives (feuille Grenoble -2-) par contre, la relation entre les éléments latéraux du système et les éléments frontaux a disparu ; au point que nous ne pouvons plus établir de corrélation entre les quelques vestiges morainiques et que les chenaux seuls restent l'indice sûr. Il est clair que la force érosive du cours d'eau empruntant ces chenaux a été telle qu'une grande partie des vallums morainiques a été érodée.

Deux phénomènes ont certainement joué conjointement pour mener à ce résultat :

1) Le premier est la proximité du front glaciaire à cette époque ; en effet, le glacier a un profil parabolique. La pente à l'amont de la langue glaciaire, relativement faible devient plus raide à l'aval en raison de la fusion et de l'ablation. La moraine suit le profil glaciaire, mais il n'en va pas de même nécessairement pour le chenal qui la flanque :

Lorsque le débit du cours d'eau marginal est faible, la pente du chenal suit sans grande variation celle du glacier. Mais lorsque le débit est plus fort, son activité est comparable à celle d'un cours d'eau normal qui tente d'établir un profil d'équilibre en procédant simultanément par érosion et sédimentation. A l'amont du glacier, la pente étant faible, le cours d'eau tend à déposer. Au front du glacier les eaux édifient une plaine alluviale ou un cône fluvioglaciaire. Entre ces deux niveaux d'altitude, la pente aval du glacier étant plus forte, le cours d'eau aura tendance à s'encaisser dans le substratum (Fig. 99, Pl. XLVIII). Si celui-ci est meuble, c'est-à-dire d'origine morainique ou fluvioglaciaire, il atteindra assez rapidement son profil d'équilibre (CH b, dans la même Fig.) ce qui abaisse son niveau de fond à une altitude parfois nettement inférieure à celle de la surface glaciaire.

2) Dans le cas de la morphologie du Seuil de Rives, s'ajoute à ce mécanisme une particularité supplémentaire : la langue principale du glacier isérois s'épanche en se tordant en arc de l'Est vers le Sud. La première branche Est-Ouest de pente assez faible essaye de déborder en une langue secondaire en direction du Seuil de Rives. La pente de la seconde branche qui vire vers le Sud devient plus raide car le front est proche. Le cours d'eau marginal important qui s'écoule vers la Murette-Rives rencontre un vaste paysage subhorizontal où il peut édifier librement selon la pente faible du glacier de larges surfaces alluviales. Plus au Sud vers Tullins, lorsque la pente du glacier devient plus forte, le courant devenu plus rapide s'encaisse par érosion régressive dans le substratum miocène. A cet endroit un étranglement de la vallée freine encore le flux et accentue son activité érosive. Au front du glacier se construit normalement une plaine alluviale frontale. Aux phases de sédimentation en amont (Rives - (feuille Grenoble)) et au front de la langue (région de Cras - (feuille Grenoble)) correspond simultanément à la pointe aval de la langue (Tullins - (feuille Grenoble)) une phase d'érosion.

En l'absence de relation directe entre les différents éléments morainiques ce sont bien les chenaux qui nous guident pour l'établissement d'une chronologie des étapes de retrait glaciaire. Après un nouveau retrait du glacier les conditions ont changé. Le chenal entaillé dans le Miocène est rapidement abandonné et devient vallée morte jusqu'à nos jours. Un nouveau chenal selon l'importance du recul glaciaire se creuse un peu au Nord, reliant les nouvelles surfaces marginales de l'amont aux nouveaux cônes et plaines alluviales au front du glacier.

En conclusion, nous pouvons dire que l'aspect particulier du dispositif moraine-chenal-terrasse au Seuil de Rives est dû comme nous venons de le voir à la topographie particulière du parcours du torrent marginal et à l'importance du débit de ce torrent, alimenté par les précipitations des régions non englacées. Les eaux de fonte glaciaire seules ne peuvent pas réaliser d'aussi larges surfaces marginales. Ces surfaces sont d'autant plus larges que le courant est freiné à l'aval par un goulet d'étranglement.

Chapitre VI : L'ALTERATION DES DEPOTS QUATERNAIRES WURMIENS OU ANTEWURMIENS

Hormis au flanc de la terrasse du Vivier des Chartreux (F 6) nous n'avons nulle part sur notre terrain relevé d'affleurement présentant le profil intégral de la couche d'alluvions depuis l'ancienne surface jusqu'aux dépôts non altérés. Les affleurements observés se situaient tous au versant de la masse morainique ou alluvionnaire. Une étude pédologique serait seule possible à la terrasse du Vivier des Chartreux.

Nous ne pourrions donc rendre compte que de l'état d'altération interne des masses morainique ou alluvionnaire.

Nous commencerons par les dépôts les plus récents (mis à part les dépôts fini et postwurmien analysés au Chapitre III); Les cônes de déjection du Grand Lemps (A 7), de Colombe-la Contamine (B 7) et de Saint-Etienne-de-Crossey (F 8) en sont les meilleurs représentants : les seuls indices d'altération sont observables sur certains blocs erratiques, soit que ceux-ci fussent facilement altérables, soit qu'ils aient été déjà partiellement altérés au moment de leur dépôt. Tous les autres galets sont intacts et la matrice interstitielle présente un aspect clair et frais. A la surface de ces dépôts s'est formée une mince couche d'altération fini ou postwurmienne de 10 à 30 cm d'épaisseur. La plupart des carrières dans les terrains fluvioglaciaires ou dans les vallums morainiques situées dans les vallées à basse altitude offrent le même aspect d'altération.

Parmi les dépôts de l'ancien Wurm ou même antéwurmien nous avons observé dans certaines gravières, telles celles à l'Est de Virieu (B 3), à l'Est de la Lucardièrre (A 4) (Sud de Montrevel), et à l'Est de la Croix de Saint-Marc (B 6) (Nord d'Oyeu), situées à des altitudes très peu élevées une matrice interstitielle de couleur jaune clair, les galets restant toujours aussi frais.

Nous nous sommes alors posé la question suivante :

A quel phénomène est due la coloration de plus en plus intense des dépôts altérés ?

1) Cette matrice est-elle originaire des intercalations fines des conglomérats miocènes, donc jaune dès l'origine ? (nous rappelons ici que selon le principe du transport des matériaux par le glacier, les éléments détritiques quaternaires proviennent des environs proches ; or nous trouvons effectivement des intercalations argileuses jaunes près des localités mentionnées). Dans ce cas la couleur ne serait qu'un vague indice de la présence d'une intercalation miocène, qui ne pourrait servir à la datation de ces dépôts.

2) Ou s'agit-il d'une coloration par des infiltrations limoneuses en profondeur émanant d'un dépôt morainique ou fluvioglaciaire, longtemps soumis à l'altération ? Dans cette seconde interprétation, que semble préférer M. F. Bourdier (au moins pour la carrière de la Croix de Saint-Marc) la coloration jaune serait l'indice d'une altération plus ancienne, c'est-à-dire rissienne. Ces dépôts seraient donc également rissiens. Or ceci est difficile à mettre en accord avec le fait que ces dépôts se trouvent à assez basse altitude, sur un terrain essentiellement édifié lors des étapes du retrait wurmien. En effet nous avons réussi par la simple observation morphologique des systèmes marginaux de retrouver, par l'intermédiaire des systèmes de Chabons (A 5), Charavines (C 5) et Chirens (D 6), les relations entre les systèmes de ces trois localités et ceux de la Bièvre-Valloire, datés eux du maximum wurmien par les précédents chercheurs.

Malheureusement aucun affleurement mentionné n'aurait permis une étude pédologique complémentaire car l'ancienne surface est partout détruite. L'importance des éboulements ou des phénomènes de solifluxion n'est pas connue. Il est donc impossible en l'état actuel des recherches de préciser l'âge de ces dépôts.

Mais nous avons également retrouvé cette coloration jaune à l'Est de notre terrain, dans les moraines de grande altitude. Par leur position géographique ces moraines pourraient matérialiser un stade rissien ou wurmien ancien (par exemple).

Près des Echelles (F 5) (Saint-Sixte) nous remarquons dans une carrière des dépôts morainiques hétérométriques jaunes, plus fortement altérés en surface. Cette couche d'altération de 30 à 80 cm d'épaisseur est brun foncé, tachée de rouge foncé. Les galets et les blocs erratiques cristallins y sont assez fortement altérés et se désagrègent partiellement. L'aspect jaunâtre de ces gravières d'altitude rappelle celui de la gravière du Bois d'Autimont à 1 km à l'Ouest de Pajay - également jaune - tenue souvent pour une moraine rissienne du glacier isérois. Malgré cette coloration jaune, nous estimons néanmoins qu'il s'agit de moraines wurmiennes car elles se situent à une altitude inférieure à celle des moraines du col des Mille Martyrs que nous attribuons au Würm.

En effet près de Rivet (G 5) à 929 m d'altitude (à 500 m au Sud du col des Mille Martyrs) nous avons aperçu entre deux petits vallums morainiques une cavité de plus de 1 m de profondeur constituée d'un sol jaune-grisâtre à rouge brique. D'après la couleur on pourrait penser qu'il s'agit d'un dépôt très altéré et par conséquent très ancien, peut-être ménélien. Les moraines environnantes seraient alors ménéliennes. Mais nous avons constaté par les corrélations entre chenaux que ces moraines sont de même âge que la plaine du Vivier des Chartreux (F 6) qui, d'après l'aspect de l'altération, est certainement Wurm moyen à ancien ou Riss (une formation interglaciaire étant exclue). Dans le Chapitre "Historique du retrait glaciaire" nous avons même pu situer leur origine à l'Etape IV du retrait wurmien.

En ce qui concerne le sol jaune à rouge de l'affleurement du Rivet, nous pensons qu'il s'agit d'un col épaissi par solifluxion des deux vallums et coloré par les eaux stagnantes.

Cette couleur jaunâtre de la matrice interstitielle est présente aussi dans la gravière de la Ferme du Futeau (A 6). La fraction argileuse du Futeau étudiée au diffractomètre par Mlle A. Martin a révélé une grande abondance d'illite, la présence de chlorite, de montmorillonite et de kaolinite, constitution identique à celle des limons de la terrasse rissienne de Marcollin. Au chapitre historique nous lui avons attribué aussi un âge rissien.

Nous pensons donc que la coloration d'un dépôt morainique, en particulier la couleur jaune n'est pas un critère infallible et ne suffit pas à caractériser un âge rissien.

Sur notre terrain quelques cimes comme le Mont Servalongue sont recouvertes d'un sol fin contenant quelques galets. Certains de ces galets sont stratifiés en petites couches de 3 à 5 mm d'épaisseur et ont un très faible poids spécifique car ils sont finement poreux. Il s'agit de galets siliceux complètement décalcifiés très semblables à ceux que nous avons ramassés dans la plus vieille moraine de la Sylve Bénite. De tels galets seraient alors le témoignage d'une altération très ancienne, c'est-à-dire la marque de dépôts morainiques très anciens.

Malheureusement l'indice est minime pour pouvoir l'appliquer à la généralisation.

Nous avons donné la description d'une altération très avancée au Chapitre III, paragraphe 1 de la Sylve Bénite, où nous avons observé une altération beaucoup plus ancienne que rissienne.

Nous concluons donc à propos de l'altération des terrains quaternaires :

- Les masses morainiques ou fluvio-glaciaires wurmiennes contiennent des galets peu altérés, anguleux ou ronds.
- La matrice interstitielle des dépôts de l'ancien Wurm est jaunâtre.
- Dans les moraines nous retrouvons des galets concassés et striés.

La couche d'altération superficielle ou sol qui contient encore tous les galets cités est de l'ordre de 10 à 100 cm.

Le seul dépôt morainique sur notre terrain que nous tenons pour rissien (le Futeau) ne montre que peu de différence avec les dépôts wurmiens anciens. Mais il ne nous est pas possible de décrire sa couche d'altération (sol), car elle a été érodée.

Ces dépôts wurmiens et rissiens ne se confondent pas avec un sol formé par altération des conglomérats miocènes. L'altération de toute la masse quaternaire n'est pas encore assez avancée par rapport à l'altération miocène.

Par contre les dépôts anté-rissiens fortement altérés ne diffèrent en surface presque plus des conglomérats miocènes altérés. Ce n'est que dans l'affleurement que l'on peut encore les différencier : les dépôts quaternaires altérés contiennent à l'encontre des dépôts miocènes des galets quartzitiques concassés et des gros blocs anguleux quartzitiques ; parfois les contours anguleux des blocs erratiques cristallins ou cristallophylliens, complètement désagrégés, sont encore visibles (voir paragraphe Sylve Bénite).

Chapitre VII : HISTORIQUE DU RETRAIT GLACIAIRE

(Fig. 107 à 110, Pl. LII à LV et Fig. 111)

L'étude pétrographique et pédologique soignée que nous avons menée sur notre terrain, l'étude morphologique du relief glaciaire et fluvioglaciaire, les principes que nous avons tirés de l'observation des systèmes marginaux vont nous permettre maintenant de tracer un tableau chronologique où nous pourrions suivre les différentes phases du retrait des glaciers de l'Isère et du Rhône sur notre terrain et leurs interférences.

La carrière de la Sylve Bénite (B 5) fait état, nous l'avons vu, d'une très ancienne glaciation, Günz ou peut-être Donau, mais elle est sur notre terrain malheureusement le seul vestige affleurant de ces temps reculés. Cette ancienne glaciation a dû être au moins aussi importante que celle du Würm car elle n'a pas été dépassée en altitude par le maximum würmien.

ETAPE ANCIENNE ET ETAPE I

La carrière de la Ferme du Futeau (A 6) présente pour l'historique du retrait glaciaire plus d'intérêt déjà. Elle nous montre que pendant la formation de ces dépôts, le glacier qui les amoncelait au Nord et le glacier venu du Sud s'élevaient à une altitude presque égale (Fig. 81, Pl. XLI).

Nous constatons en fait qu'à ce degré du développement glaciaire, nous ne pouvons que difficilement distinguer l'origine des masses, a fortiori parler de langue. Notre terrain se situe plutôt à la limite d'une calotte glaciaire de laquelle émergeaient le Massif de la Chartreuse et quelques nunataks isolés. Les différentes masses, toutes solidaires, ont tendance à s'équilibrer.

De la même période glaciaire doit dater la moraine au Sud du Mont Levatel (B6) alors que les moraines situées au Sud des Liers (feuille La-Côte-Saint-André -7-) et à la Ferme du Bevenais (A 6) (Ouest de l'Etang du Grand Lemp) qui barrent vers le Nord deux petites vallées latérales de la plaine du Liers à l'altitude de 575 m et 590 m seraient plus jeunes (Etape I). Ces deux vallums sont en effet les seules moraines latérales du glacier rhodanien qui subsistent le long du versant miocène de Apprieu (C 7) à La-Côte-Saint-André (feuille La-Côte-Saint-André -7-) bien qu'il en ait existé certainement beaucoup plus, étant donné que le glacier s'est avancé à la glaciation rissienne, nous le savons, au moins jusqu'à Pajay (feuille La-Côte-Saint-André -6-).

Si ces deux moraines sont les seules épargnées par l'érosion des ruisseaux s'écoulant des petites vallées latérales, c'est que le temps écoulé depuis leur érection n'a pas suffi à les détruire. Elles sont donc nettement postérieures au stade rissien de Pajay. Les moraines rissiennes du stade de Pajay qui ont dû effectivement exister et barrer toutes les autres petites vallées latérales ont vraisemblablement été érodées pendant l'interglaciation Riss-Würm.

En l'absence d'autre indice plus probant, nous pouvons penser logiquement que nos deux moraines des Liers et de la Ferme du Bevenais (A 6) représentent le maximum wurmien rhodanien, ce qui est en accord avec l'âge rissien admis pour les moraines de la Ferme du Futeau (A 6).

ETAPE II

A une altitude plus basse et postérieurement aux moraines des Liers (feuille La-Côte-Saint-André -8-) et du Bevenais (A 6) nous observons autour de Chabons et de Bizones (feuille La-Côte-Saint-André -4-) plusieurs moraines qui, à notre avis, pourraient dater de la même étape de retrait. Les éléments constitutifs sont, surtout sur la feuille Voiron, assez dispersés et les relations entre eux manquent le plus souvent. Aussi cette tentative de synchronisation est-elle assez hypothétique. Ce qui est important à cette époque c'est que sur les feuilles Voiron et Grenoble pour la première fois après le maximum würmien, les deux grands glaciers ne sont plus assez élevés pour constituer comme auparavant une vaste coupole glaciaire. Le relief émerge plus clairement et détermine les limites des deux grands glaciers qui commencent à réagir séparément. Les langues glaciaires s'individualisent et amorcent la construction des systèmes marginaux.

Les eaux de fonte du glacier rhodanien s'évacuent encore frontalement par la plaine du Liers (Fig. 105, Pl. LI). Nous verrons ultérieurement qu'après un certain retrait elles s'échapperont par le Sud ; à l'Etape qui nous intéresse, cette sortie est donc encore obstruée par la langue iséroise du Seuil de Rives (feuille Grenoble -2-) sur le versant Sud de la montagne. Donc, à l'Etape II le glacier isérois stationne AU MOINS à ce niveau et ses eaux s'écoulent dans la plaine de la Bièvre-Valloire. Les moraines frontales des étapes précédentes sont érodées aussi bien dans la plaine du Liers que dans celle de la Bièvre.

Ce n'est qu'à partir de cette étape que les systèmes marginaux vont nous livrer suffisamment de détails pour pouvoir suivre clairement la chronologie du retrait glaciaire.

ETAPE III

Nous distinguons déjà bien les lobes glaciaires rhodaniens du bassin de l'Hien supérieur (A 3), de la Bourbre supérieure (A 5) et de Charavines (C 5). Les eaux de fonte de ces deux derniers lobes confluent par les vallées de la Valfroide (B 6) et du Violet (A 6) avec les eaux de fonte iséroises. Les eaux de fonte du petit lobe glaciaire de Montrevel (A 3) - entre les langues de Bizones (feuille La-Côte-St-André -4-) et de Chabons (A 5) - s'écoulent vers le Sud en empruntant le chenal tangentiel frontal (entre les moraines des Etapes II et III) de la langue de Chabons et s'échappent vers le Grand Lemps (A 7).

Le long de la ligne la Rossatière (A 5)-le Grand Lemps, s'amorce alors l'érosion qui détruira la partie Est de la plaine du Liers (Fig. 105, Pl. LI). Au débouché de la vallée du Violet s'érige le cône de déjection du Grand Lemps qui se situe à l'avant-pays de la moraine frontale du glacier isérois, maintenant beaucoup retiré jusqu'aux environs de Miplaine-le Gros Molard (B 8) (la moraine du Gros Molard considérée jusqu'à présent comme le maximum wurmien isérois est plus jeune que le cône du Grand Lemps et nous pouvons penser à juste titre que le barrage qui, jusqu'à l'Etape

II, fermait la vallée du Violet aux eaux rhodaniennes n'était autre qu'une moraine latérale d'une étape antérieure iséroise érodée et intégrée dans le cône de déjection). Les moraines frontales iséroises des Etapes I et II sont aplanies par les eaux qui s'écoulaient du cône de déjection.

Nous espérons pouvoir donner une idée de l'âge absolu de cette étape de retrait. En effet nous avons découvert au Sud-Ouest de Vaux (A 4) à la sortie des eaux de fonte de la langue glaciaire de Montrevel (A 3) (voir Chapitre IV, paragraphe D), interposé entre deux dépôts morainiques rapportables respectivement aux Etapes II et III, un paléosol recelant des débris de bois. Ceux-ci ont été recueillis et envoyés pour analyse au radiocarbone 14. Malheureusement, à la date de soutenance de thèse, ces résultats n'étaient pas encore connus.

ETAPE IV

A l'Etape IV la constellation des lobes glaciaires se multiplie encore. La langue rhodanienne de la vallée de l'Ainan se dissocie de la langue iséroise et les deux glaciers ne sont plus unis que dans la zone de Saint-Laurent-du-Pont (H 7) / le Grand Vivier (F 6).

C'est à cette étape que nous observons au Col des Mille Martyrs (G 5) et dans les moraines autour du Lac du Grand Vivier les nombreux blocs erratiques calcaires. L'unité de matériel de ces dépôts pourrait faire penser qu'ils sont originaires d'un autre glacier qui n'aurait traversé que des pays calcaires. Il est possible qu'à l'Etape IV, de même qu'aux étapes précédentes où la glaciation était partout très développée, le Massif de la Chartreuse émettait son propre glacier et descendait jusqu'à l'altitude du col des Mille Martyrs où il déposait à son point de jonction avec les deux autres grandes masses glaciaires rhodanienne et iséroise les blocs erratiques calcaires arrachés à ses flancs.

Les eaux du lac du Grand Vivier (Fig. 85, Pl. XLII) s'écoulaient par Saint-Sixte (F 6) et la vallée au Sud de la Chatelonnière (E 6) et vont rejoindre les eaux de fonte de la langue glaciaire iséroise venant de Saint-Etienne-de-Crossey (F 8) ainsi que de la langue glaciaire de la vallée de l'Ainan près de Chirens (D 6). De là les eaux coulent vers la Bièvre-Valloire. L'érection des cônes de déjection de Colombe-la Contamine (B 7) et du Grand-Lemps (A 7) amorcée à l'étape précédente se poursuit.

C'est à cette étape aussi que le bord Est de la plaine du Liers est définitivement sapé de Rossatière (A 5) à la Ferme des Violettes (A 5) au Nord de l'Etang du Grand Lemps. L'érection de l'amphithéâtre morainique de Chabons (A 5) se poursuit alors qu'à Bizones (feuille La Côte-Saint-André ~4~) il s'achève. La langue glaciaire de Bizones-Montrevel (A 3) construit sa dernière moraine frontale.

Cette étape pourrait éventuellement être datée par une étude pédologique ; la plaine du Vivier des Chartreux (F 6) sédimentée à cette étape présente un paléosol qu'il serait possible d'analyser. Nous signalerons enfin que dans la vallée de la Bièvre-Valloire, l'Etape IV est représentée par la moraine aplanie de Serves (B 7) et éventuellement par le Gros Molard (B 8) dont l'appartenance, nous l'avons vu, est difficile à préciser (Etape III ou IV).

ETAPE V

A l'Etape V, nous avons réussi pour la première fois à établir des corrélations entre les moraines rhodaniennes et iséroises. Pour la première fois apparaît sur la feuille Voiron la ligne continue des fronts glaciaires rhodanien et isérois. L'Etape V est pour nous une étape-clé. Elle représente la base à partir de laquelle nous avons pu, par association et recoupement d'idées, suivre le développement ultérieur aussi bien qu'antérieur du retrait glaciaire et en échelonner les étapes.

Alors qu'à l'Etape antewürmienne la surface des deux glaciers se situait, à la Ferme du Futeau (A 6), à une altitude sensiblement égale, nous constatons maintenant que la surface glaciaire iséroise est à plus de 50 m au dessous des langues rhodaniennes de Charavines (C 5) et de Chirens (D 6). Dans la zone de Saint-Laurent-du-Pont (H 7) / le Grand Vivier (F 6) où les deux glaciers sont encore joints, c'est donc le glacier rhodanien qui alimente le glacier isérois. Pour expliquer cette différence d'altitude, nous aurons recours aux principes des systèmes marginaux.

Les eaux de fonte des langues de Charavines qui, au cours des étapes précédentes, avaient creusé plusieurs petits chenaux confluent maintenant vers un grand chenal collecteur au Nord d'Oyeu (B 6) qui, en s'écoulant par la Valfroide (B 6), achève l'édification du cône de déjection de Colombes-la Contamine (B 7). Ce cône était encore en formation après l'érection de la moraine du Gros-Molard (B 8) près de Miplaine ; en effet, il recouvre la terrasse avancée de la moraine du Gros-Molard ; il détruit, en progressant, une partie de cette moraine et l'intègre à son matériel ; il déborde en contrebas sur la terrasse de la Ferme de Bièvre (B 8) et dissimule son flanc d'érosion. Les eaux de fonte qui empruntent du Nord au Sud ce couloir d'écoulement sont obligées de contourner le pied du cône. Nous pouvons observer aujourd'hui encore à cet endroit un segment du chenal dévié. Par contre, le cône n'a pas débordé sur le bord d'érosion de la terrasse suivante. Celle-ci a donc été déposée après le cône et après la terrasse de la Ferme de Bièvre. Cette terrasse appartient donc à une étape ultérieure (Etape VI).

Par souci de clarté nous sommes obligés d'anticiper ici sur l'Etape VI : après un nouveau retrait des glaciers, les eaux de fonte de la langue de Charavines ne s'écouleront plus par le chenal d'Oyeu. La Valfroide étant abandonnée par les eaux, l'érection du cône de déjection de Colombes-la Contamine s'achève donc avec l'Etape V.

Nous concluons de tout ceci que la dernière moraine rhodanienne qui confiait ses eaux au chenal d'Oyeu correspond à la moraine iséroise de la Ferme de Bièvre. La différence d'altitude entre ces moraines est d'environ (Charavines 570 m - Bièvre 470 m) = 100 m.

Nous pouvons établir une seconde corrélation. Si nous remontons la terrasse de la Ferme de Bièvre dont la pente est constante (nous devons admettre que les conditions d'alluvionnement ont été également constantes : même substratum, matériel de transport identique, débit liquide égal) nous retrouvons près de Chirens la moraine correspondante à 525 m d'altitude environ (Chirens 525 m - Bièvre 470 m = 55 m).

Vers la fin de l'Etape V, les eaux de fonte de la langue de Charavines, qui se situe encore à 570 m d'altitude, vont abandonner le chenal d'Oyeu et s'écouler en raison de l'importante dénivellation, par les chenaux de Louisias (C 6) (550 m) et de Chirens (525 m) vers Bonpertuis (C 7) (510 m).

A cette même Etape V, s'édifie la dernière moraine frontale de Chabons et de sa langue secondaire de la Motte Ternin au niveau du seuil de la vallée de la Bourbre. A Bizannes, les eaux de fonte commençaient à se rassembler en un lac à l'avant du front glaciaire.

Plus à l'Est, s'est instauré à la fin de l'Etape IV et au début de l'Etape V un nouveau régime hydrographique. La langue glaciaire de Saint-Etienne-de-Crossey (F 8) émet ses eaux par le ruisseau de Saint-Nicolas-de-Macherin (E 7) qui sape et fait reculer la moraine du lobe glaciaire de Voiron. Il creuse en même temps un chenal le long du flanc de la montagne du Souillet ; un segment de ce chenal subsiste aujourd'hui à 540 m d'altitude et indique qu'il s'était déjà formé au début de l'Etape V.

Ce ruisseau collectait comme à l'étape précédente les eaux du lac de Saint-Sixte (F 6) et de la langue secondaire de la Boutière (F 6). Les eaux de ce ruisseau confluaient à Chirens avec celles de la langue glaciaire de l'Ainan et s'écoulaient par le Gayet (D 6)-Bon Pertuis (C 7) vers le Sud dans la plaine de Bièvre où elles édifiaient l'importante terrasse de la Ferme de Bièvre.

ETAPE VI (Fig. 110, Pl. LV)

L'Etape VI est celle des grands lacs en bordure de la glace. Les vallées de l'Hien et de la Bourbre sont obturées au Nord par les langues glaciaires. Nous observons le long des versants de la vallée de la Bourbre des segments de vallums accompagnés de leurs chenaux aux altitudes de 515 à 512 m. Au dessous de ce niveau, qui est celui de la sortie des eaux du lac, les moraines sont absentes. A la même altitude de 512 m nous avons observé plusieurs terrasses d'alluvions.

Dans le secteur de Saint-Etienne-de-Crossey (F 8) le recul glaciaire rhodanien prend de grandes dimensions : en effet, dans la vallée de Saint-Laurent-du-Pont (H 7) à l'Est du Ratz, les eaux de fonte des langues rhodanienne et iséroise qui viennent de se disjoindre se rassemblent en un lac dont le fond se situe à environ 380 m d'altitude (niveau du lac \geq 510 m).

D'autre part, les précipitations descendues du Massif de la Chartreuse s'écoulent dans les deux Guiers qui se jettent alors dans le lac nouvellement formé. Celui-ci se décharge en un torrent relativement important par les Gorges de Saint-Etienne-de-Crossey. Au débouché des gorges, ce torrent alimente un autre lac qui vient de se constituer - celui de Saint-Etienne-de-Crossey - (Fig. 86, Pl. XLIII) et édifie à 505 m d'altitude le vaste cône de déjection que nous avons décrit au Chapitre IV, paragraphe F.

Les eaux de fonte des langues rhodanienne et iséroise à l'Ouest du Ratz qui se sont scindées affluent dans la zone de Saint-Etienne-de-Crossey et constituent un lac alimenté, nous venons de le voir, par la décharge du lac de Saint-Laurent-du-Pont, par les eaux de fonte du glacier rhodanien qui ont creusé, dans le massif urgonien du Ratz, les petites vallées de Saint-Roch (G 6) vers la Ture (G 6) et vers les Balmettes (G 7) à l'Est de Saint-Aupre et celles du glacier isérois qui s'écoulent de la langue de Coublevie (feuille Grenoble -3-).

Nous comprenons donc aisément que le torrent issu du lac de Saint-Etienne-de-Crossey fût assez puissant. C'est l'importante force érosive des eaux qui est en partie responsable à cette époque du retrait rapide des glaces dans le secteur de Saint-Etienne-de-Crossey. Ces eaux qui s'écoulent par Saint-Nicolas-de-Macherin (E 7) sapent la moraine du lobe glaciaire de Voiron (E 8) et en arrachent de nombreux blocs erratiques ayant jusqu'à 1 m de diamètre. Nous les retrouvons aujourd'hui à la Pensièrre (E 7) et au Gayet (D 6) déposés, très arrondis, sans stries, dans une masse détritique grossière disposée en pavage téglulaire décrit au Chapitre II, paragraphe B.2.a. Ces blocs ne sauraient être d'autre origine que circumvoisine au dépôt car selon le principe du transport des matériaux, ils n'auraient pu provenir de zones éloignées. D'autre part le torrent les aurait abandonnés dans le lac de Saint-Etienne-de-Crossey.

Au Gayet en outre, se présente un autre détail morphologique intéressant : le cours d'eau qui s'écoule au pied même de la langue glaciaire de la vallée de l'Ainan empêche par son action érosive la formation de la moraine. La masse glaciaire à nu forme barrage au cours d'eau qui se voit obligé de couler vers le Sud. Il est probable qu'au niveau du méandre se forme une large terrasse alluviale - (Fig. 68, Pl. XXXV).

Nous pouvons observer aujourd'hui au Gayet un vestige de cette terrasse à 480 m d'altitude. Il subsiste également à la pointe de la langue de Chirens le très beau système marginal coupé en son axe longitudinal dont le dernier chenal tangentiel frontal se situe à la même altitude de 480 m. Il s'agit donc d'un point de confluence. Les eaux de fonte issues du dernier chenal de Chirens affluent vers le fleuve de Saint-Etienne-de-Crossey.

Entre Charavines et le Pin s'érige à l'Etape VI la moraine médiane entre les deux langues glaciaires de Valencogne (D 2) et de Montferrat (E 3). Le chenal collecteur mène les eaux de fonte des deux langues réunies par les terrasses situées au Nord du Guillermet (505 à 525 m) (C 6) vers Bon Pertuis (C 7) où elles se jettent dans le torrent de Saint-Etienne-de-Crossey. De là, le cours d'eau s'écoule dans la plaine de Bièvre.

Depuis que nous savons quel débit considérable était le sien, il ne nous étonne plus de constater que les chenaux et terrasses de la Ferme de Bièvre (B 8) et de Saint-Blaise-du-Buis (C 8) aient été de dimension beaucoup plus respectable que ceux de Bizones, Chabons ou Charavines.

ETAPE VII

L'Etape VII est caractérisée par un très net recul du glacier isérois : les prochaines moraines sont situées, en effet, à une altitude beaucoup plus basse.

Le barrage glaciaire qui constituait la rive Sud du lac de Saint-Etienne-de-Crossey (F 8) n'étant plus assez élevé pour contenir les eaux, le déversoir de Saint-Nicolas-de-Macherin (E 7) est abandonné ; les eaux s'échappent maintenant par le Barnier en longeant le flanc Nord du glacier et les versants Sud des montagnes du Tolvon (E 8), de la Vouise (E 8), de Monure (E 7) et du Bois de Bavonne (D 7) et érodent sur leur passage toutes les moraines qui s'édifiaient à la bordure iséroise.

Il subsiste de cette activité fluviale un grand nombre de petites terrasses, de chenaux, de replats à des altitudes sensiblement égales au Nord de l'Agnelas (D 8), de la Murette (D 8), au Sud de Saint-Blaise-du-Buis (C 8) et autour de Rives (feuille Grenoble -2-).

Au fur et à mesure que le niveau du lac de Saint-Etienne-de-Crossey s'abaisse, le chenal d'évacuation se creuse de plus en plus profondément provoquant la formation de quelques terrasses en gradin.

C'est à l'Etape VII également que se forme le lac de Paladru. Il s'écoule par la Fure (C 6) qui recueille les eaux de Saint-Sixte (F 6), Saint-Nicolas-de-Macherin (E 7) et les eaux de la langue glaciaire de Chirens (D 6) lesquelles empruntent le petit chenal au Sud de Chirens à 466 m d'altitude.

Ce cours d'eau, au débit autrefois plus grand qu'aujourd'hui, se fraye une brèche dans la moraine de Saint-Blaise-du-Buis, construit plusieurs terrasses à un niveau inférieur à celui de la plaine de la Bièvre et se jette enfin dans le torrent de Saint-Etienne-de-Crossey. Toutes ces eaux réunies - de la Chartreuse à Saint-Blaise-du-Buis - s'écoulaient vers le Sud en longeant le glacier isérois à 400 m d'altitude environ et en entaillant près de Tullins (feuille Grenoble -1-) des chenaux dans le substratum miocène.

A cette époque la langue glaciaire rhodanienne de l'Ainan n'a pas dû se rétracter au delà de l'Arsenal (D 5). Ses moraines latérales barraient à l'altitude 530 m la vallée des Maures (D 5). Les eaux de la partie Nord de la branche glaciaire occupant la vallée de Saint-Sulpice/les Rivoires (E 4) empruntaient au Sud de cette localité le col à 660 m d'altitude qui les menait dans la vallée voisine, la vallée des Maures où elles constituaient les terrasses alluviales et les chenaux que nous pouvons y observer aujourd'hui encore.

Au Sud du col, le système marginal se reconstituait pour évacuer vers la Villa (E 5) les eaux de fonte de toute la partie Sud de la langue glaciaire. Après un petit retrait la superficie des masses glaciaires ayant baissé, les eaux de fonte de la partie Nord de la langue ne peuvent plus s'échapper par le col vers la vallée voisine mais poursuivent normalement leurs cours par les chenaux tangentiels en édifiant une série de chenaux et terrasses entre 625 et 550 m d'altitude.

Au Nord-Ouest de notre terrain subsiste encore à 512 m le lac de Chabons avec sa sortie vers le Sud par le chenal d'Orge (A 5). Nous avons intégré à l'Etape VII les terrasses du Château de l'Épinay (B 3) situées à 512 m. Elles sont la preuve qu'à cette époque le lac s'élevait encore à son niveau initial et donc qu'il s'écoulait bien par le Sud.

Les eaux du lac de Bizennes au contraire s'échappent maintenant vers le Nord par Triève de Doissin (A 2) et coulent à environ 470-465 m d'altitude dans une vallée large et peu profonde, l'ancêtre de l'actuelle vallée de l'Hien.

A ces eaux se joignent les eaux de fonte de la région de Marlieu-Montagneu (B 1) qui ont édifié des surfaces alluviales à pendage léger vers la vallée de l'Hien et qui sont visibles aujourd'hui encore. A Pontarey (A 1), la voie vers le Nord étant obstruée par le glacier rhodanien et ses moraines, les eaux sont déviées vers l'Ouest dans la vallée du ruisseau de Gadizieu (feuille La-Côte-Saint-André -4-).

ETAPE VIII

A l'Etape VIII le lac de Saint-Etienne-de-Crossey (F 8) a disparu. Celui de Saint-Laurent-du-Pont (H 7) continue de s'agrandir vers le Nord et ses eaux qui s'écoulent par les gorges de Saint-Etienne-de-Crossey construisent à leur débouché le deuxième grand cône de déjection à 450 m d'altitude. Nous avons vu qu'à l'Etape VII se sont déposées autour de Saint-Blaise-du-Buis (B 8) et Rives (feuille Grenoble -2-) de larges surfaces marginales. Entre ces localités et Saint-Etienne-de-Crossey il nous faut retrouver les traces du passage des eaux.

Dans la zone de Rives à Haut-Saint-Cassien/l'Agnelas (D 8) nous observons plusieurs segments de terrasses ou de chenaux dont la pente relativement constante est l'indice d'un profil équilibré.

De l'Agnelas à Saint-Etienne-de-Crossey nous ne retrouvons aucun vestige de terrasses ou de chenal qui puisse nous permettre d'établir une liaison entre les différentes formes fluviales le long du parcours des eaux, mais la dénivellation entre ces deux localités est faible.

Enfin le deuxième cône de déjection de Saint-Etienne-de-Crossey, très plat, n'est à cette étape pas encore surcreusé.

Nous en concluons que le torrent qui s'écoule par les gorges de Saint-Etienne-de-Crossey du lac de Saint-Laurent-du-Pont est presque à son profil d'équilibre, creusé peu et alluvionne peu. Nous pouvons alors suivre le parcours des eaux par les chenaux de l'Agnelas-le Paysan (D 8) et l'Agnelas-le Clapier (D 8), les terrasses alluviales de Lansagne-Chassagne (D 8), la Grande Maison (C 8) à Réaumont, le Châtelard (C 8)-Châteaubourg (feuille Grenoble -2-).

Comme à l'Etape VII, les eaux de la Fure s'unissent à celles du torrent de Saint-Etienne-de-Crossey et s'écoulent dans l'avant-pays des moraines de Charnècles (feuille Grenoble -2-) en direction du Sud vers Tullins.

Au Nord, le glacier rhodanien recule également. Les lacs de Chirens (D 6), Paladru (D 4) et Chabons (A 5) s'allongent vers le Nord mais leur niveau reste presque constant car leur décharge se fait encore par le Sud. Dans cette mesure la dénivellation entre la sortie des eaux à Charavines (C 5) et les terrasses de Rives s'accroît et nous assistons à une phase érosive de la Fure.

Vers la fin de l'Etape VIII le recul glaciaire dégage à la rive Nord-Ouest du lac de Chabons un second passage qui sera rapidement élargi par l'écoulement des eaux et le recul glaciaire progressif. Le lac de Bizennes ne présente aucun changement notable par rapport à l'Etape VII.

ETAPE IX

Par suite du recul glaciaire isérois les terrasses et les chenaux qui se forment à l'Etape IX se trouvent à une altitude plus basse que les précédents et la dénivellation entre le nouveau système marginal et le cône de déjection de Saint-Etienne-de-Crossey s'accroît. Les eaux du lac de Saint-Laurent-du-Pont, lequel est devenu encore plus grand, vont entailler par régression leur propre cône et édifier à son pied au Nord et à l'Ouest du Pontet (F 8) plusieurs terrasses alluviales. De là, elles s'encaissent dans la molasse miocène et longent les moraines du Mollard (F 8), de Croix Bayard (F 8), du Camet (E 8), du Louvasset (E 8), de Carlin (E 8) et empruntent aux premiers temps de l'Etape IX le chenal des Bordes (D 8) au Sud de l'Agneles ; plus tard, le chenal de Charauze (D 8).

Le chenal des Bordes représente aujourd'hui un bel exemple de vallée morte. De nombreuses terrasses au Nord de Voiron et au Sud de Rives (330 à 340 m) sont liées à cette étape.

Au Nord de notre terrain, les témoins du recul glaciaire rhodanien sont de nouveau plus rares. Dans la vallée de l'Ainan (lac de Chirens), nous ne connaissons de cette Etape que les dépôts morainiques peu hétérométriques, c'est-à-dire proches du front glaciaire, appliqués contre le versant Nord près de la Cote d'Ainan (E 5), à stratification inclinée vers le Sud-Ouest.

Les lacs de Chirens et de Paladru s'allongent vers le Nord et leurs eaux s'échappent encore vers le Sud.

Au Nord-Ouest de notre terrain, le lac de Chabons (A 5) commence à se vider. Les eaux s'écoulent par la localité le Passage (C 1). La sortie Sud à 512 m, trop élevée, est abandonnée. Plusieurs replats et terrasses d'érosion dans la région de Saint-Ondras (D 2), le Passage entre 500 m et 400 m d'altitude témoignent des différents niveaux de sortie des eaux au cours de l'évacuation du lac.

Le lac de Bizennes (feuille La-Côte-Saint-André -4-) qui avait commencé de se vider à l'Etape VII s'assèche maintenant de plus en plus. Le glacier rhodanien devait stationner à cette époque non loin de Cessieu-Ruffieu. Les eaux du lac de Bizennes ne sont donc plus déviées vers l'Ouest par Gadizieu (feuille Bourgoin -8-) mais se jettent en cascade à Saint-Victor-de-Cessieu (feuille Bourgoin -8-) directement par le Nord dans la profonde vallée de la Bourbre (Fig. 89, Pl. XLV).

C'est à partir de cette étape que les eaux du lac commencent à détruire par érosion régressive la cascade de Saint-Victor-de-Cessieu et à creuser l'actuelle vallée de l'Hien qui ne présente par conséquent aucun dépôt glaciaire.

Au cours des Etapes VII et VIII s'était formé sous les eaux du lac un cône de déjection au débouché du ruisseau latéral de Bournand (A 2) dont la stratification évoque celui de Saint-Etienne-de-Crossey (F 8). La couche superficielle subhorizontale qui recouvre les couches obliques nous indique le dernier niveau stable du lac. A compter de cette époque, l'érosion régressive qui fait disparaître très rapidement la cascade de Saint-Victor-de-Cessieu provoque aussi une baisse accélérée du niveau du lac. Le ruisseau de Bournand s'encaisse alors dans son propre cône de déjection.

ETAPE X

Le recul suivant des glaciers isérois et rhodanien apporte au Sud peu de changements. A l'Etang Dauphin (F 8) le torrent de Saint-Etienne-de-Crossey construit les dernières terrasses avant la vallée actuelle. La vallée de la Morge s'est entaillée dans le Miocène molassique au Nord des moraines de Croix Bayard (F 8) et le torrent s'écoule par le chenal de Charauze (D 8) (365 m), Saint Cassien, Réaumont, plus tard par le beau chenal de Saint-Olive (E 8) à l'Ouest de Voiron, à 335 m d'altitude et le Curtet dans la vallée de l'Olon (feuille Grenoble -2-).

A cette époque glaciaire les lacs de Saint-Laurent-du-Pont et de Chirens atteignent leur plus grande extension. La cluse de Chailles (H 3) est toujours obturée par les glaces rhodaniennes et les eaux du lac de Saint-Laurent-du-Pont s'échappent encore par les gorges de Saint-Etienne-de-Crossey.

Dans la vallée de l'Ainan, nous pouvons suivre de Chirens (D 6) à Saint-Geoire (F 4) toute une série de replats alluviaux à l'altitude de 466 m - niveau du lac de la VIIe à la Xe étape - c'est-à-dire depuis sa création jusqu'à son extension maximum. Le kame du Fournet (F 4) est le dernier témoin historique et géographique du lac de Chirens (voir Chapitre IV, paragraphe G).

Les prochains dépôts lacustres que nous pouvons observer dans la vallée de l'Ainan sont situés au Nord du Fournet à 400 m d'altitude et font partie du nouveau lac de Saint-Bueil (G 3).

Au Nord-Ouest, notre terrain n'est plus envahi par la glace. Le glacier rhodanien a reculé jusqu'au versant miocène près de Saint-Bueil (D 4), Grand Velanne (F 2), Charencieu (E 1) et n'alimente plus le lac de Paladru. Les eaux de fonte s'écoulent maintenant vers l'Ouest en formant de multiples terrasses d'érosion et quelques chenaux au Sud des Abrets (E 1).

Le lac de Chabons (A 5) s'assèche complètement et les cônes de déjection des petites vallées latérales s'édifient dans la vallée de la Bourbre, tels que nous pouvons les observer aujourd'hui. Les eaux du ruisseau de la Bourbre s'unissent aux eaux de fonte glaciaire venant des Abrets et s'écoulent par Saint-Didier (feuille La-Tour-du-Pin -5-) dans la basse vallée de la Bourbre.

Le lac de Bizennes qui se vide est bientôt à l'état de marécage.

ETAPE XI

Nous ne trouvons pas de moraines de l'Etape XI dans la partie Sud de notre terrain. Seules quelques surfaces alluviales planes sont édifiées autour de Voiron par les eaux de fonte du glacier isérois auxquelles se joignent les eaux de la Morge.

Au Nord le recul du glacier rhodanien a dégagé la sortie de la cluse de Chailles (H 3) permettant maintenant l'évacuation du lac de Saint-Laurent-du-Pont (H 7) par le Nord. Les gorges de Saint-Etienne-de-Crossey (G 8) abandonnées, s'assèchent et deviennent la vallée morte que nous connaissons aujourd'hui. Le grand torrent de Saint-Etienne-de-Crossey a disparu.

A la fin de l'Etape X, nous l'avons vu, les eaux du lac de Chirens s'étaient frayé une sortie par le Nord entraînant un très rapide assèchement du lac depuis Chirens (D 6) jusqu'à Saint-Geoire (F 4). Après un nouveau recul glaciaire se constitue de Saint-Geoire à Saint-Bueil (G 3) un second lac à l'altitude de 400 m qui édifie des terrasses visibles aujourd'hui de la Pâle (F 4) à Saint-Bueil.

Nous assistons alors dans la vallée de l'Ainan à une inversion de sens des cours d'eaux. Les eaux du bassin de l'Ainan supérieur se jettent maintenant vers le Nord dans le lac de Saint-Bueil et amorcent l'érosion de l'étroite vallée de la Martinette-la Gaité (F 4).

Dans la haute vallée de l'Ainan presque asséchée s'érigent les cônes de déjection des vallées latérales. Entre eux se constituent des cuvettes de dépôts lacustres ou marécageux, un peu plus tard des tourbes. Les analyses polyniques de Mme SITTLER-BECKER indiquent que cette étape est plus ancienne que le Dryas ancien (Würm III ou Würm IV ?).

Les eaux qui s'écoulent du lac de Saint-Bueil longent la bordure Sud du glacier rhodanien en passant par les chenaux du Loyasset (G 3) (400 m), Saint-Martin-de-Vaulserre (G 3), Saint-Jean-d'Avelanne (G 2) (370 m), le Molard rond (F 2) (360 m), Pressins (F 1) (325 m), le Grand Verrou (E 1) (315 m), le Besson au Nord des Abrets (285 m) puis dans la plaine de la Vallière (feuille La-Tour-du-Pin -7-). Ces chenaux se sont creusés entre la glace et les versants miocènes raides et collectaient les eaux de fonte de la nappe glaciaire rhodanienne qui stationnait encore au Nord-Est de notre terrain, les eaux du lac de Saint-Laurent-du-Pont par l'intermédiaire du lac de Saint-Bueil et les eaux de ruissellement des reliefs miocènes.

Un peu plus tard devait se former la terrasse de Voissant (G 3) à 380 m d'altitude ainsi que le chenal de Saint-Martin-de-Vaulserre/la Roussière (G 2) également à 380 m d'altitude.

C'est vers la fin de cette étape également qu'après une nouvelle baisse du niveau du lac de Saint-Bueil, celui-ci se trouvera partagé par le seuil de Saint-Bueil en deux petits lacs. Au Nord du seuil se situe le lac au front glaciaire de la langue rhodanienne qui se vide au fur et à mesure du recul glaciaire. Au Sud du seuil subsiste près de la Pâle (F 4) un petit lac dont le niveau se situe à 377 m environ comme en témoigne le cône de déjection de l'Aigue Blanche (G 4) décrit au Chapitre II, paragraphe C.2. Il s'évacue par les gorges du Sâtre (G 4) creusées par régression par le petit torrent de la Chambrière-le Catoire (G 4) et dans lesquelles coule aujourd'hui la rivière de l'Ainan. Il s'agit d'une vallée épigénique car l'ancienne vallée de l'Ainan devait se situer auparavant près de la localité de la Roche (G 3), celle-ci ayant été vraisemblablement obturée par des dépôts morainiques.

ETAPE XII

Après la disparition totale du glacier rhodanien de notre terrain, affecté alors d'un climat périglaciaire, les ruisseaux descendus des hauteurs de la Sauge (F 3), Velanne (F 3), la Bâtie-Divisin (E 2) forment leurs grands cônes de déjection en comblant partiellement les anciens chenaux glaciaires qui courraient le long du versant miocène, détruisent leur rive Nord et repoussent vers le Nord jusqu'à leur vallée actuelle les deux grands torrents du Guiers et de l'Ainan.

Le dernier chenal témoin de l'ultime phase d'activité glaciaire sur notre terrain, est celui de Savagnen-le Mondon (G 2) à 330 m d'altitude qui devait être en fonction à la même époque que la vallée de Fallamieux-la Faisse (F 1) vers le Sablon (F 1), la Bruyère, Aoste (feuille La-Tour-du-Pin -7-).

C'est à la fin de cette étape également que se forment les terrasses fluviales de la basse vallée de l'Ainan et de la vallée du Guiers entre la Cluse de Chailles (H 3) et Pont-de-Beauvoisin (G 1) (Fig. 78, Pl. XXXIX).

Au Sud de notre terrain, l'Isère modèle sa vallée telle qu'elle se présente actuellement. Les innombrables cônes de déjection sur toute la superficie du terrain achèvent leur construction, barrent les vallées principales et provoquent la formation de nombreux petits marécages tous susceptibles d'être datés.

Depuis le début des temps postwurmiens le relief continue de se transformer. Les changements sont cependant minimes. Les quelques détails à signaler sont surtout dûs à l'intervention de l'homme.

L'un des plus anciens nous semble se situer à la cime de la montagne de Libre-Soleil (D 5). Nous y avons trouvé plusieurs blocs erratiques couchés les uns à côté des autres, de grande taille ayant au moins 5 et probablement plus de 10 m³ de volume. Nous pensons qu'il s'agit là d'un site archéologique. Plus tard les hommes qui pratiquaient l'agriculture ont épuré les champs des cailloux et blocs erratiques employés alors à la construction. Des gravières ont été ouvertes qui subsistent dans le paysage sous l'aspect de fosses envahies de végétation. Celles d'aujourd'hui sont généralement beaucoup plus grandes.

Cette reconstitution chronologique du retrait glaciaire nous montre qu'il n'est pas impossible de dégager dans un paysage glaciaire, apparemment confus, les phases évolutives successives. Nous en avons pris conscience lorsqu'après avoir étudié de façon très détaillée les formes d'érosion et les formes de dépôt des deux agents principaux : les eaux et les glaces, nous constatons que les actions s'associent ou se contrarient. Il suffisait alors de faire revivre le paysage glaciaire, d'imaginer sa genèse et son développement pour voir chaque forme, chaque élément observé sur le terrain, s'intégrer dans l'évolution générale.

Chapitre VIII : PERSPECTIVES NOUVELLES

Nous avons donné dans la présente thèse une description aussi complète que possible des terrains tertiaires et quaternaires. Sur la base de cette observation détaillée, nous avons tenté de reconstituer le développement des formes au Miocène et au Quaternaire dans le but de mieux comprendre l'évolution de tout le paysage.

D'autre part nos recherches nous ont permis de faire quelques constatations d'intérêt général, surtout en ce qui concerne les formations quaternaires. Nous leur avons consacré un chapitre spécial. D'autres, de moindre importance, ont été décrites en cours de développement. Néanmoins, comme il s'agissait d'une étude de base, la quantité des problèmes posés était telle qu'un bon nombre d'entre eux est resté sans réponse.

En voici quelques-uns :

— Il existe très peu de datations pour l'ensemble des terrains tertiaires de notre région. Il serait par conséquent très utile de rechercher des points fossilifères recélant faune ou flore miocène. Les couches de la sédimentation assez grossière des formations F II et F III au Sud-Est de Miribel (G 5) (macro et microfossiles), les dépôts de la zone de transition de Velanne (F 3) (Formation IV et V) ainsi que les argiles bleues et bleu-noir qui se rencontrent souvent au Nord et à l'Ouest de la ligne Saint-Bueil (G 3)-la Bâtie Divisin (E 2)-Saint Ondras (D 2)-Chabons (A 5)-le Grand Lemps (A 7) se prêtent probablement à cette recherche.

Les argiles jaunes ou rouges charriées par les eaux jusque dans ces mêmes dépôts pourraient tout au plus contenir des fragments de flore miocène ou des pollens (par exemple à la gravière de la Sylve Bénite (B 5)).

Nous avons subdivisé le Miocène en cinq formations.

Une subdivision plus détaillée, notamment de l'épaisse formation V (600 m), sur la base des constatations déjà réalisées (Fig. 52) serait certainement possible. Il faudrait en particulier analyser avec plus de précision :

- a) la taille maximale des éléments conglomératiques par une étude sédimentologique (comptage sur plusieurs affleurements)
- b) la composition pétrographique des galets et du ciment dans les différentes zones et à différents niveaux dans la colonne stratigraphique
- c) l'apport en éléments étrangers à la masse des poudingues (par exemple les sables bleu-noir, calcaires et micacés dans la zone de Velanne) et en déterminer l'origine.

— Nous avons rapporté divers phénomènes au débordement des cours d'eaux au lit surhaussé dans le delta à lagunes partiellement asséchées. Il serait intéressant de comparer ces phénomènes avec ceux d'un delta de piémont actuellement en formation.

Il serait intéressant de comparer avec précision les argiles rouges des intercalations miocènes de notre terrain et celles des dépôts pliocènes de Chambaran et Bonnevaux qui contiennent, toutes les deux, on le sait, beaucoup de kaolinite.

— Nous avons observé que les vallums morainiques très hétérométriques se situent, sur notre terrain, plus loin du front glaciaire que les vallums peu hétérométriques. Il serait intéressant de vérifier si cette loi peut être généralisée à d'autres régions.

— Nous ne connaissons pas encore suffisamment le mécanisme qui préside à la création de la stratification inclinée dans les vallums morainiques latéraux, ni s'il est possible de distinguer, dans les vallums frontaux, les dépôts morainiques des dépôts fluviatiles et comment établir une telle discrimination.

— Quelle pression faut-il pour permettre au mécanisme de la striation de jouer et de réaliser les innombrables stries que nous avons observées sur notre terrain ? Cette force devrait pouvoir s'exprimer par une formule précise tirée d'une série d'expériences exécutées en laboratoire. Elle devrait être en accord avec certains autres phénomènes glaciaires qui en sont également fonction, tels que dégel et regel.

— Au cours de nos études sur le terrain, nous avons essayé de comparer le volume des cônes de déjection avec le volume de vallées-mères au débouché desquelles ils ont été érigés. Les cônes de déjection de la vallée de la Bourbre, par exemple, représentent pour certains au moins 50 % du volume de la vallée. Dans ce cas, nous savons que ces vallées existaient déjà avant la formation de leurs cônes. En d'autres cas, le volume du cône atteignait près de 100 % du volume de la vallée. Nous pouvions en conclure alors que ces vallées étaient, soit nouvellement créées depuis la fin de la glaciation wurmienne, soit que en tant qu'anciennes vallées elles aient été comblées par les glaciations anciennes puis recreusées ultérieurement.

Une étude pétrographique précise du cône de déjection pour distinguer les galets d'origine miocène des galets quaternaires et en estimer le pourcentage aiderait à la résolution du problème. Dans ce cas on pourrait oser reconstituer avec plus de certitude l'ancienne topographie préwurmienne.

Bien sûr, cette étude serait particulièrement délicate sur notre terrain où, de par nature, les galets miocènes et quaternaires se distinguent malaisément. Mais elle serait tout à fait réalisable dans une région où le substratum est bien différent des dépôts quaternaires.

— Le grand problème général qui reste sans réponse précise est évidemment celui de la datation des dépôts quaternaires.

La méthode du radiocarbone 14, appliquée aux petits débris de bois récoltés dans la tranchée de l'autoroute à l'Ouest de Vaux (A 4) donnera peut-être une réponse intéressante.

Nous avons déjà dit qu'une étude pédologique serait possible au bord de la terrasse du Vivier des Chartreux (F 6) qui n'est au reste recouverte ni de limon jaune, ni de loess indiquant en général un âge antéwurmien.

Mise à part l'étude pollinique réalisable dans beaucoup de cas (dans les dépôts tourbeux, dans les marnes argileuses trouvées dans le forage au dessous du cône de déjection de Saint-Étienne-de-Crossey (F 8) et dans les dépôts interstadias (?) de la Sylve Bénite (B 5)) nous ne voyons pas d'autre méthode de datation applicable à notre terrain, car les faunes et flores fossiles y sont rares.

— Comme M. F. BOURDIER, nous pensons que l'érosion dans les dépôts du delta miocène a déjà commencé au Pliocène. Au début du Quaternaire donc, les grands traits de la topographie actuelle étaient déjà tracés.

En admettant cette hypothèse, la réflexion sur la genèse de notre terrain nous a conduit à quelques idées qui, à notre avis, mériteraient d'être vérifiées :

1) L'Ainan supérieur collectait initialement les eaux de Massieu, les Maures, Saint-Geoire et la Sauge s'écoulait vers le Sud soit par Chirens (D 6) Bon Pertuis (D 7) soit par Chirens/Voiron. Ces deux vallées ont été obturées plus tard par les importantes masses détritiques glaciaires wurmiennes, tandis que le glacier rhodanien érodait au passage le seuil de Saint-Geoire/la Pâle (F 4) (érosion sous-glaciaire) permettant au torrent de l'Aigue-Blanche de capter les eaux de l'Ainan supérieur et de les entraîner vers le Nord.

2) Les vallées du Pin et de Paladru semblent être les bassins versants d'un ancien système fluvial prenant son origine dans ces deux vallées et passant par Chabons (A 5) et la plaine du Liers vers le Rhône (Fig. 103, Pl. L).

Nous supposons dans le matériel morainique fluvioglacière de la plaine du Liers la persistance, à l'heure actuelle, d'un écoulement souterrain vers le Rhône. En effet les ruisseaux descendus des reliefs miocènes au Nord de Blaune (B 5) et au Sud de Verney (C 6)-Oyeu (B 6) disparaissent en arrivant sur le bord de cette ancienne vallée, où ils s'infiltrent vraisemblablement ; l'étude du débit des sources dans la région de Charavines (C 5) jusqu'à la plaine du Liers comparé avec les précipitations des bassins versants de superficie pourrait peut-être vérifier cette idée.

3) Monsieur F. BOURDIER qui avait observé dans la région de Hauterives-Saint-Vallier quelques dépôts saumâtres pliocènes pensait déjà que l'ancienne Isère, qui avait construit au Miocène le delta de Voreppe, s'était entaillée au Pliocène dans son propre delta soulevé par des forces tectoniques et s'écoulait par la plaine de Bièvre ; les dépôts pliocènes de Hauterives-Saint-Vallier étant le vestige de ce passage.

Il se pourrait donc qu'il existe, sous les alluvions quaternaires de la Bièvre, quelques formations pliocènes. En aucun cas elles ne seraient des formations de décomposition mais plutôt des dépôts lacustres ou saumâtres.

Remarquons aussi que tous les petits ruisseaux et les eaux superficielles qui s'écoulent des versants miocènes riverains au Nord et au Sud de la plaine de Bièvre disparaissent à leur pied et s'infiltrent, comme dans le cas de la plaine du Liers, à la bordure de la plaine. L'écoulement des eaux se produit vraisemblablement sous les dépôts quaternaires, au fond de l'ancienne vallée, vers le Rhône : tout un programme d'études hydrogéographiques et de sondages complétés de mesures géophysiques serait nécessaire pour aborder cet intéressant problème et tenter de reconstituer l'histoire de la genèse et du développement de cette étonnante plaine suspendue.

Qu'il nous soit permis de dire, pour terminer, notre espoir que notre levé géologique et le présent mémoire auront apporté quelques résultats intéressants qui pourront être appliqués par la suite par d'autres chercheurs et servir de base à de nouvelles études plus spécialisées.

BIBLIOGRAPHIE

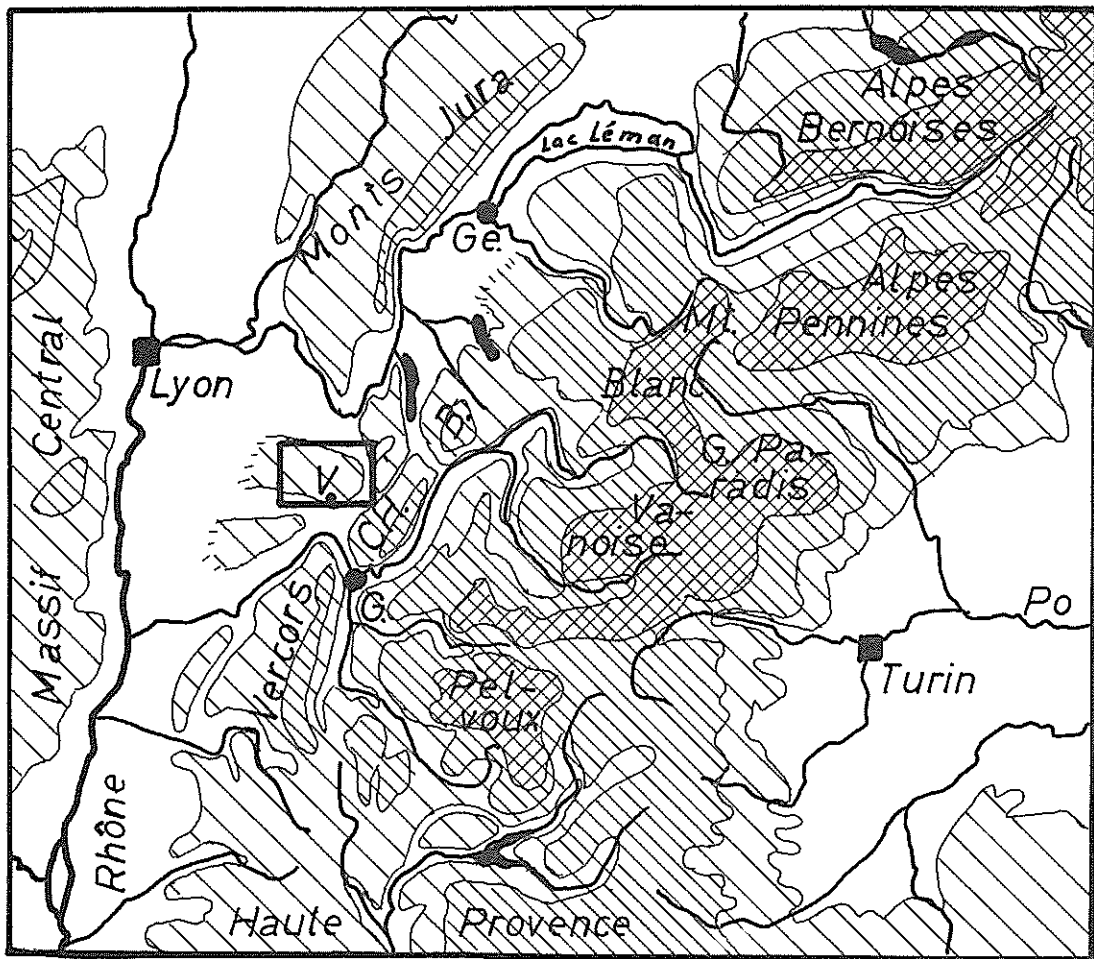
- BLANCHARD R. 1911 - Sur les phases glaciaires du Seuil de Rives
C.R.A.S. t.152, p. 1714-1715
- BLANCHARD R. 1912 - Le Seuil de Rives - étude de morphologie glaciaire,
Zeitschrift für Gletscherkunde, t.VI, p. 289-337
- BOCQUET J. 1966 - Le Delta de Voreppe - étude des faciès conglomératiques
du Miocène des environs de Grenoble
Thèse de 3^e cycle, Grenoble
- BOISSIEUX A. 1909 - La vallée de la Bièvre-Valloire - étude géographique.
Ann. Univ. Grenoble, t.21, n° 3, 91p
- BOURDIER F. 1939 - Les moraines du Würm, du Riss et du Mindel en
Bas-Dauphiné, leurs caractères distinctifs et leurs corrélations
probables avec certains dépôts à industries humaines
C.R.A.S. Paris, t. 208, p. 530-532
- BOURDIER F. 1952 - Morphologie et pédologie à propos de la Bièvre-Valloire
(Bas-Dauphiné) - Revue Géol. Alp. t. 40, fasc. III, p. 457-461
- BOURDIER F. 1961 - Le bassin du Rhône au Quaternaire, géologie et
préhistoire - Paris, C.N.R.S. 2 vol.
- BRAVARD Y. 1963 - Le Bas-Dauphiné, Recherches morphologiques sur un
piémont alpin - Grenoble, Imp. Allier
- CAILLEUX A. 1935 - Actions éoliennes périglaciaires en France
Extrait de C.R.S.S.G.F. page 187
- CAILLEUX A. 1936 - Les actions éoliennes interglaciaires -
Extrait de C.R.S.S.G.F. N° 6, p. 102-104
- CAROZZI A. 1945 - Les plissements des graviers morainiques du retrait
wurmien, C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, vol. 62, p.88-92
- CARTE Géologique de France, feuille Grenoble au 1/80.000e, N° 178,
1^{ère} édition 1884 par Ch. LORY
- CARTE Géologique de France, feuille Chambéry au 1/80.000e, N° 169,
1^{ère} édition 1901 par H. DOUXAMI, D. HOLLANDE et A. RICHE
- CARTE Géologique de France, feuille Grenoble au 1/50.000e, N° 196
- COLLOQUE sur le Miocène - 1958 - C.R. Congr. Soc. Sav. Aix - Marseille
- COMBAZ P. 1918 - Sur la fin de la période glaciaire dans la vallée du Guiers
Extrait de C.R.A.S. t. 167, p. 685
- DASARATHI N. 1965 - Etude géologique de la bordure occidentale du Vercors
Grenoble - Thèse d'Université
- DAVID L. 1959 - Quelques considérations sur la topographie anté et
postvindobonienne dans la région du Bas-Dauphiné
C.R.A.S. t. 249, p. 141
- DELEBECQUE A. 1894 - Les lacs du Dauphiné
Extrait A.S.T.D. N° 8, Grenoble, p. 39
- DEMARCO G. 1962 - Etude stratigraphique du Miocène rhodanien
Thèse Sciences, Paris
- DERRUAU M. 1967 - Précis de Géomorphologie - Paris
- DUBOIS G. et C. 1956 - Modifications des forêts et climats dans les régions
Nord-Est et Sud-Est de la France
Actes du 4^e Congrès Intern. Quaternaire Rome-Pise, p. 454
- DOUXAMI H. 1896 - Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la
Savoie et de la Suisse occidentale
Thèse Paris. Ann. Univ. Lyon fasc. 27,4

- EBERS E. 1955 - Hauptwürm, Spätwürm und die Frage der älteren Würmschotter. Eiszeitalter und Gegenwart. Öhringen
- EBERL B. 1930 - Die Eiszeitfolgen im nördlichen Alpenvorland. Augsburg.
- FALSAN A. et }
CHANTRE E. } 1879 - Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique du bassin du Rhône
Ann. Soc. Agr. Lyon
- FONTANNES F. 1878 - 1885 - Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône
Lyon, Paris
- FOURNIER D. 1974 - Etude hydrogéologique du versant Sud de la plaine de Bièvre, bassin versant du Haut-Rival
Thèse de 3e cycle, Grenoble
- GIDON M. }
MONJUVENT G. } 1968 - Sur la morphologie fluvioglaciale aux marges des glaciers wurmiens alpins : le dispositif moraine-chenal
STEINFATT E. } Bull. de l'Assoc. Fr. pour l'Et. du Quat., p. 125
- GIDON M. }
MONJUVENT G. } 1969 - Sur la coordination des dépôts glaciaires de la basse Isère, de la Bièvre et du Rhône
STEINFATT E. } C.R.A.S. t. 268, p. 1464-1467
- GIGNOUX M. 1960 - Géologie stratigraphique, Paris
- GIGNOUX M. }
et MORET L. } 1952 - Géologie Dauphinoise, Paris
- GIGOUT M. 1960 - Sur le Quaternaire fluvioglaciale de la Bièvre-Valloire
C.R.A.S. t. 250, p. 564-566
- GIGOUT M. 1969 - Recherche sur le Quaternaire du Bas-Dauphiné et du Rhône moyen
Mem. du B.R.G.M.
- GOZAU 1951 - Les systèmes fluvioglaciales de la Bièvre-Valloire
Rev. Géol. Alp. fasc. 5, t. 39, p. 623-672
- GUEYMARD 1831 - Sur la minéralogie et la géologie du département de l'Isère
- HAMELIN 1952 - La position structurale du Bas-Dauphiné
Rev. Géol. Alp. t.40, p. 567-582
- HITZEL E. 1904 - Révision des feuilles Vizille et Grenoble
Extrait du Bull. n° 98 des Services de la Carte géol. de France, t. 16, p. 191-206
- HITZEL E. Topographie glaciaire de la haute vallée de la Côte-Saint-André,
Extrait de A.F.A.S. Grenoble, t. 33, p. 660-677
- KILIAN W. 1896-97 - Note sur les dépôts pleistocènes du Dauphiné
Bull. Soc. Dauph. Ethn. et Anthr. t.3, p. 272-273
- KILIAN W. 1898 - Sur la découverte des restes d'un Lophiodon dans les sables siliceux des Echelles
Extrait des Ann. de l'Univ. de Grenoble, t. X, n° 2
- KILIAN W. 1900 - Note sur le surcreusement des vallées alpines
Extrait de B.S.G.F. 3e série, t. XXVIII, p. 1003
- KILIAN W. 1900-03 - Feuille géologique de Grenoble au 1/80.000e
2ème édition, Bas-Dauphiné, Bull. du Serv. de la Carte géol. n° 85, t. 12, p. 160-163
- KILIAN W. 1906 - Quelques réflexions sur l'érosion glaciaire et la formation des terrasses
Extrait de la Géographie t.XIV, p. 261-274

- KILIAN W. 1909 - Feuille géologique de Grenoble au 1/80.000e,
(Quaternaire du Bas-Dauphiné)
Bull. du Serv. de la Carte géologique de France, n° 122,
p. 158-159
- KILIAN W. 1911 - Sur les seuils de débordement glaciaires et sur une
phase importante dans la succession des oscillations glaciaires
dans les Alpes françaises
Extrait B.S.G.F., 4ème série, t. XI, p. 33
- KILIAN W. et)
GIGNOUX M.) 1909-10 - Les formations glaciaires du Bas-Dauphiné
Bull. Serv. Carte Géol. de France, n° 129, t. 21, p. 84
- KILIAN W. et)
GIGNOUX M.) 1910 - Les niveaux de cailloutis, les formations glaciaires
et les terrasses du Bas-Dauphiné
Extrait du C.R.A.S., t. 151
- KLEBELSBERG R. 1948-49 - Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie
Bd 1/2, Wien, Springer Verlag
- LEBEAU 1954 - Les formes mineures du relief sousglaciaire
Essai de mise au point : III, les drumulins
Revue géographique Lyon, t. 29, p. 317-334
- LLIBOUTRY L. 1965 - Traité de glaciologie, 2 vol. Paris, Masson édit.
- LORY Ch. 1861 - Description géologique du Dauphiné
Paris, Savy édit.
- LORY Ch. 1863 - Note sur les dépôts tertiaires et quaternaires du
Bas-Dauphiné
Bull. Serv. Carte géol. de France, t. 20, 2ème série, p.363-392
- LORY Ch. 1808-09 - Révision de la feuille Grenoble, Trav. du Lab. géol.
Grenoble 1er fasc.
- MACHATSCHEK F. 1954 - Géomorphologie, Stuttgart
- MARTIN A. 1965 - Contribution à l'étude sédimentologique des formations
glaciaires quaternaires de la plaine de Bièvre-Valloire
Thèse de 3ème cycle, Paris
- MAZENOT 1956 - Sur le loess wurmien du Sud-Est de la France
Compte rendu sommaire de la Soc. Géol. de France, n° 8,
p. 108-111
- MILLON E. Abbé 1930 - Le lac de Paladru
- MONJUVENT G. 1969 - Essais morphologiques sur un piedmont alpin.
La vallée morte de Bièvre.
Extrait de la Revue de Géographie alpine, p. 487-514
- PACQUIER V. 1903 - Les stations lacustres de Charavines sur les bords du
lac de Paladru
Bull. de la Soc. Scient. de l'Isère, t.32, p. 558-560
- PACQUIER V. 1904-05 - Révision de la feuille de Grenoble. C.R. carte
géol. de France 16, p. 133-138
- PENCK A.)
BRUCKNER W. et) 1907 - Les Alpes françaises à l'époque glaciaire
DU PASQUIER L.) Lab. géol. Univ. Grenoble, t. 8
- PENCK A. et)
BRUCKNER E.) 1901-09 - Die Alpen im Eiszeitalter, 3 vol. Leipzig
- PHOTOS aériennes 1960 - Mission Vienne-Voirion 3033 - 3233
n° 1/18, 80/116, 183/220, 286/311

- ROMANOVSKY et
CAILLEUX
SCHAEFER I. 1953 - La glace et les glaciers
Presses Univ. Que Sais-je N° 562, Paris
- SCHAEFER I. 1953 - Die Donaueiszeitlichen Ablagerungen von Lech und
Wertach. Geol. Bav. Nr 19, München
- SCHAEFER I. 1954 - Das Quartär in Erläuterungen zur geol. Karte v. Bayern
1/500.000, München
- SHARP R.P. 1958 - Malaspina glacier, Alaska. Bull. of the Geol. Soc. of
America, vol. 69, p. 617-646
- STRAKHOV N.M. 1958 - (Traduction) Méthodes d'étude des roches sédimentaires
Ann. Serv. Inf. Géol. B.R.G.M. n° 35
- STUMMER E. 1938 - Die interglazialen Ablagerungen in den Zungenbecken
der diluvialen Salzach - und Saalachgletscher. Jahrbuch Geol.
B.A. 88
- TERMIER P. et
KILIAN W. 1918 - Sur la composition des conglomérats miocènes des
chaînes subalpines françaises
C.R.A.S. t. 167, p. 584-588
- TERMIER P. et
KILIAN W. 1923 - Sur la composition des conglomérats miocènes des
chaînes subalpines françaises.
Travaux du Lab. Géol. Grenoble t. 13, p. 49
- WEGELE H. 1910 - Notice sur la constitution géologique des environs
de Saint-Laurent-du-Pont
Grands Etablissements de l'Imprimerie Générale, Grenoble
- WIEGERS F. Die Gliederung des französischen Pliozäns und Pleistozäns
(franz. Alpen). Zeitschr. der deutsch. geol. Gesellschaft
t. 64, p. 384-417
- WOLDSTEDT P. 1954 - Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des
Quartärs. Stuttgart.

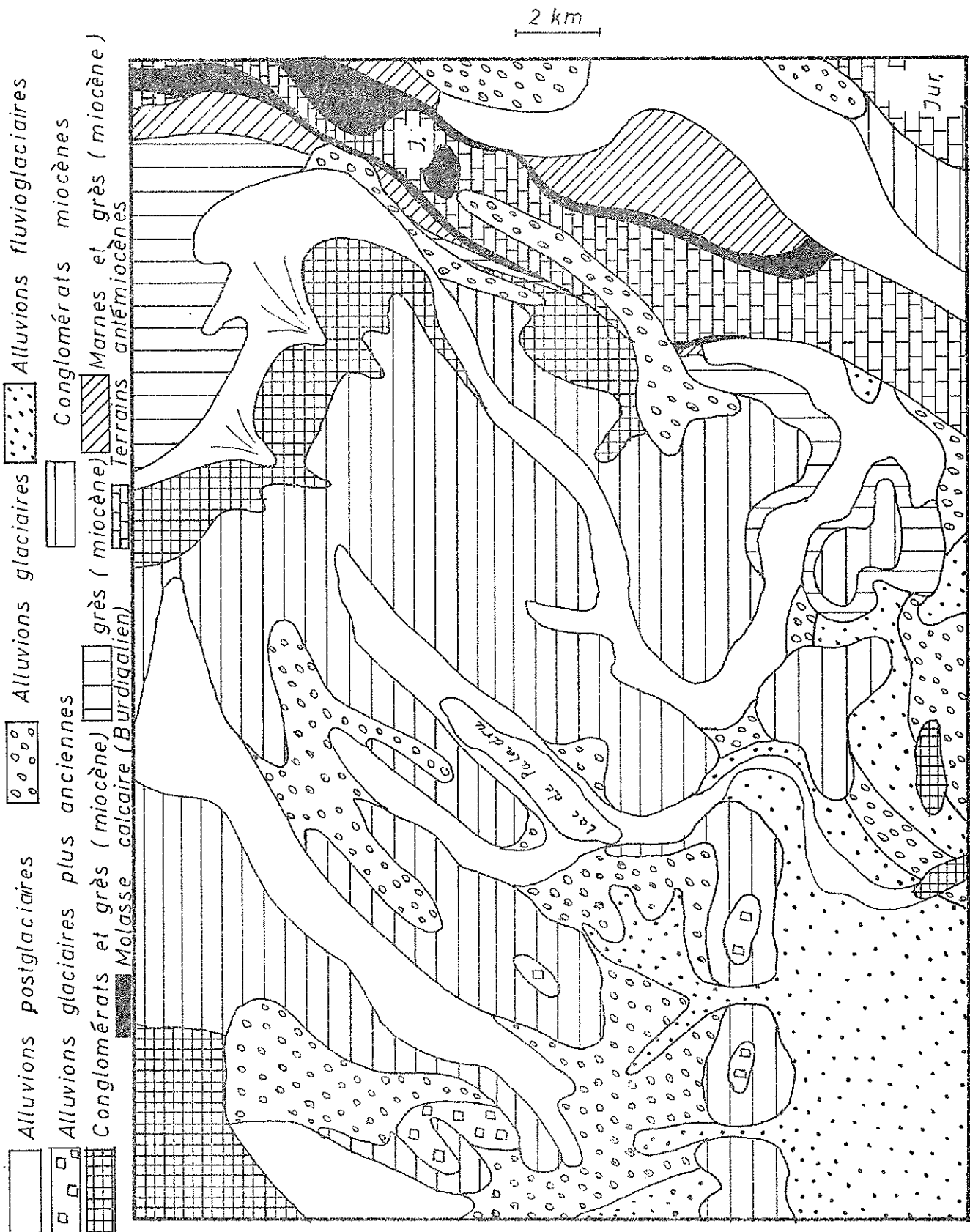
Situation géographique de la région étudiée



CH = Chartreuse B = Bauges
 Ge = Genève G = Grenoble V = Voiron

V = Surface couverte par la feuille Voiron
 >500 m
 >1000 m
 >2000 m

Carte géologique simplifiée.



Subdivision du terrain en secteurs et zones pour l'étude du miocène.

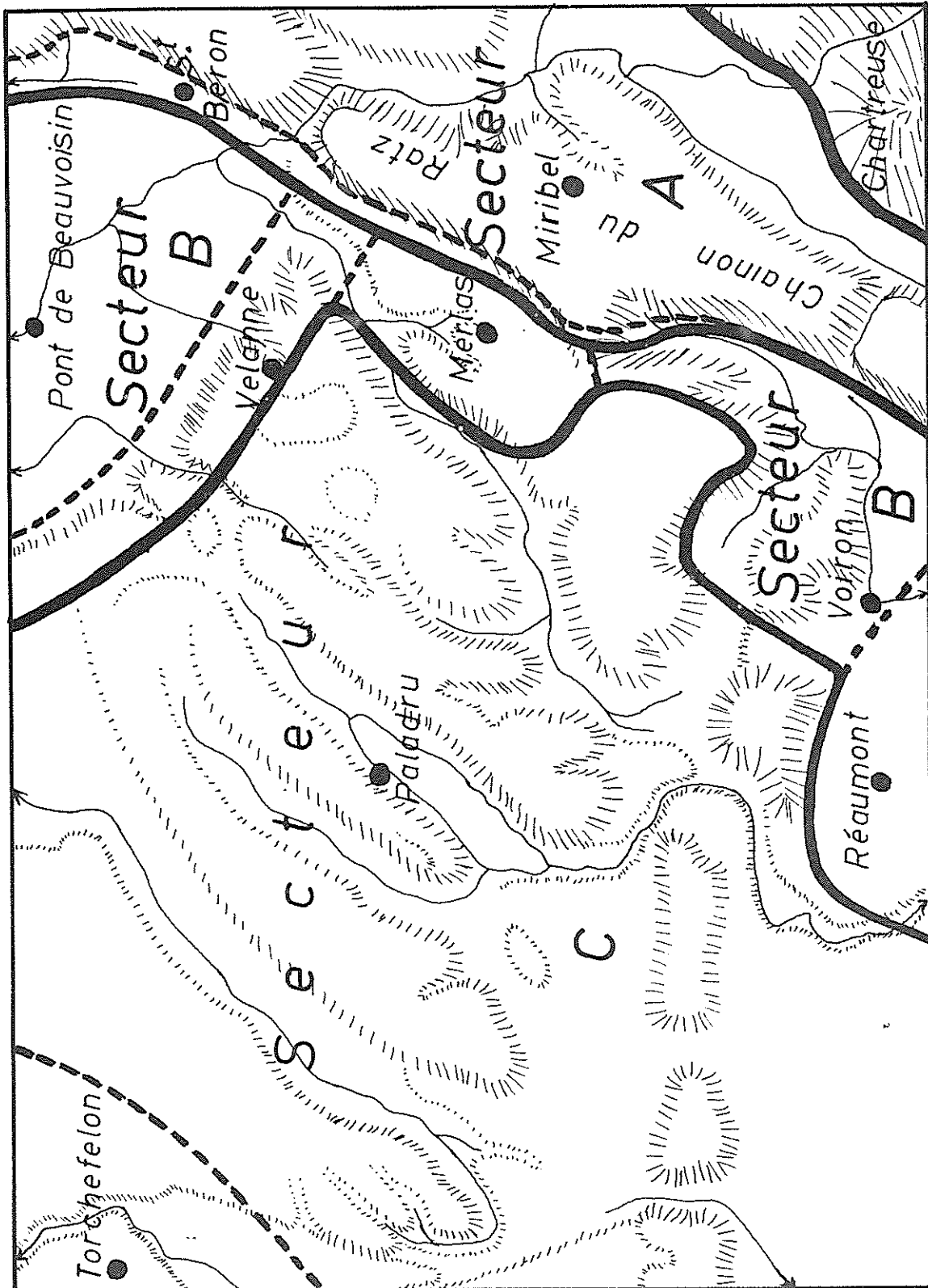


Fig 4

Coupe schématique au S de La Bridoire

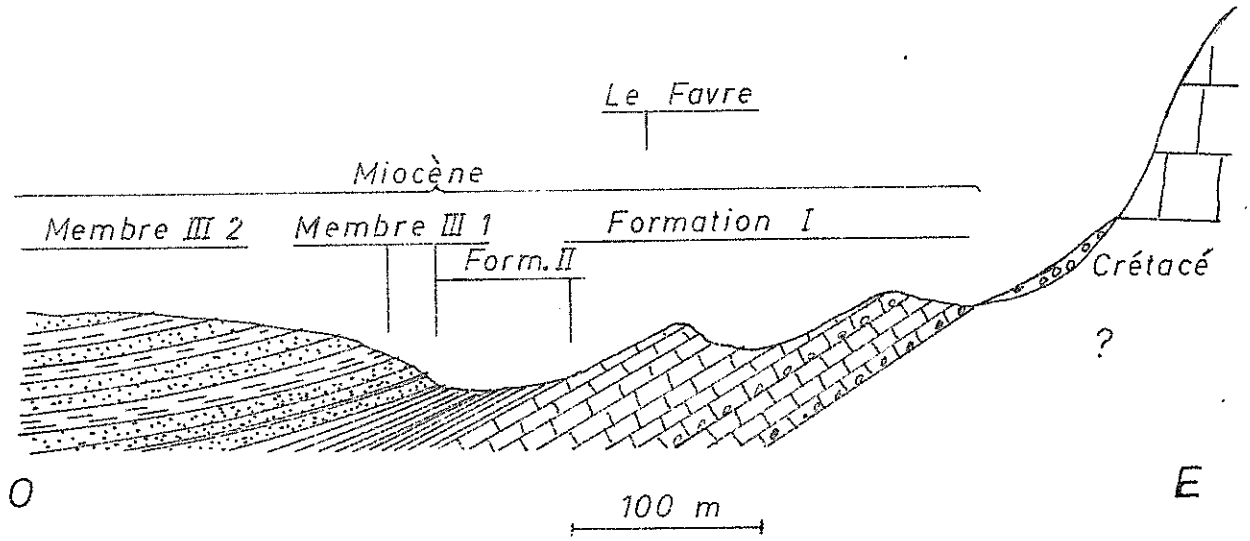
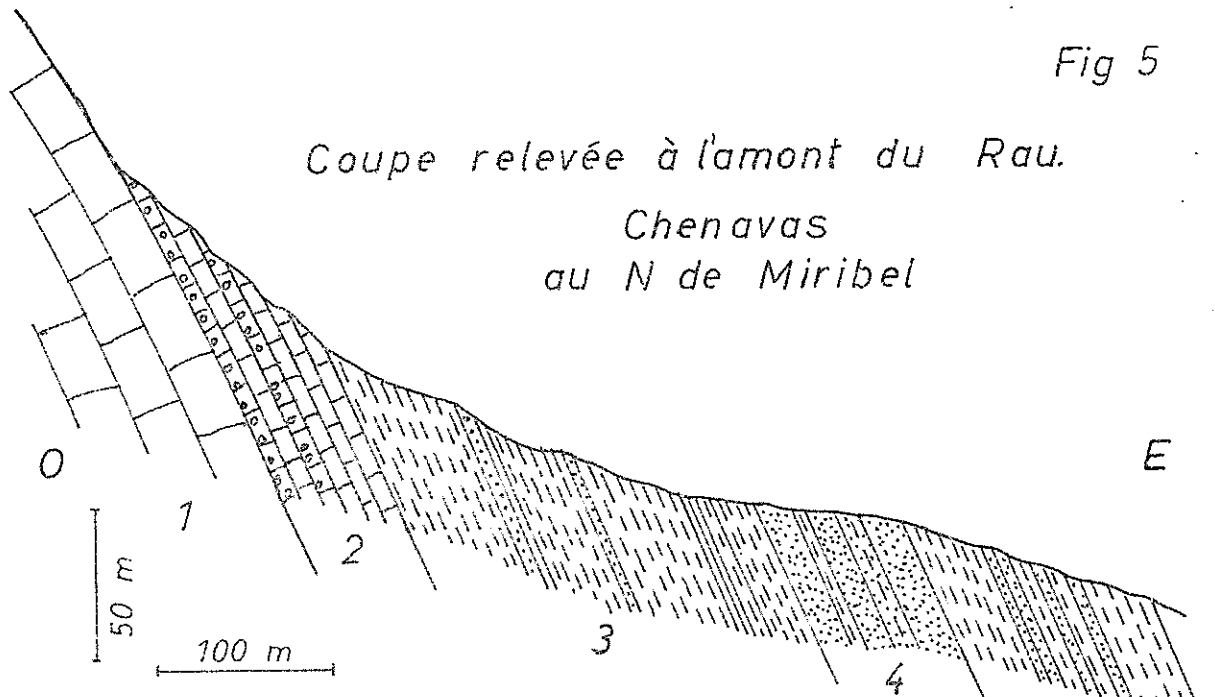


Fig 5

Coupe relevée à l'amont du Rau.

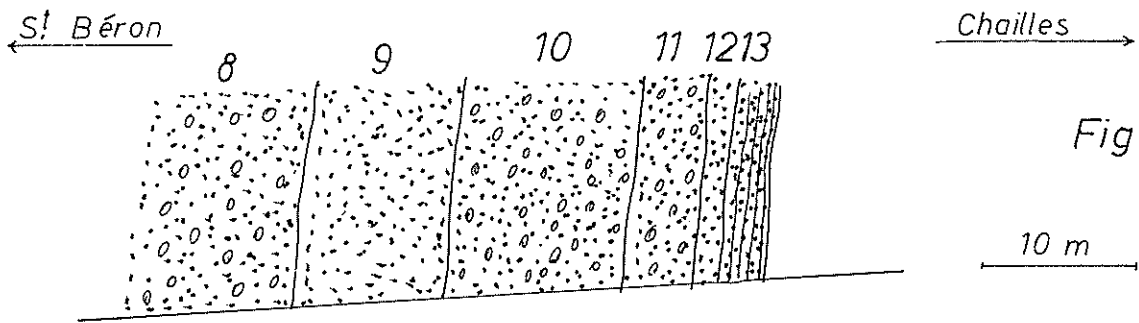
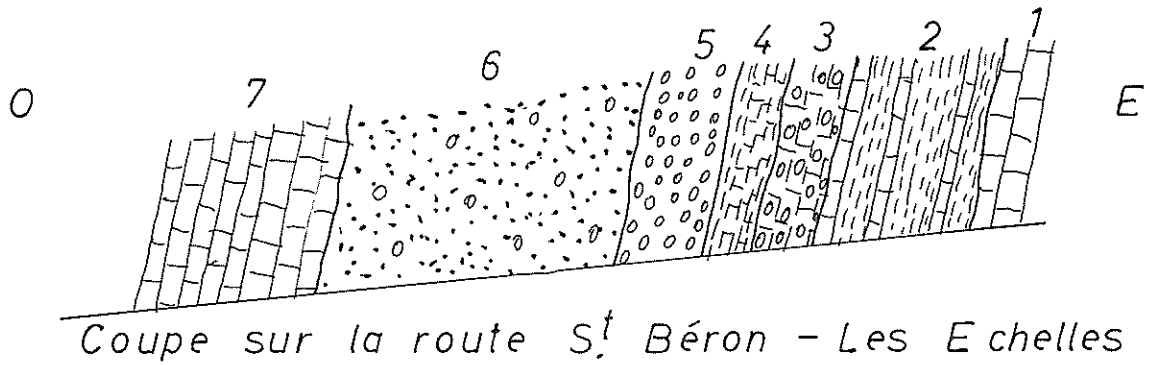
Chenavas
au N de Miribel



- | | | |
|--|--------------|-----------|
| 5 Marnes bleues et grès jaunes ou gris-bleus
lités en bancs de 5 cm d'épaisseur | Membre III 2 | } Miocène |
| 4 Grès jaunes à gros bancs durs | Membre III 1 | |
| 3 Marnes bleues tendres | Formation II | |
| 2 Calcaire détritique \varnothing max des grains
≥ 2 mm | Formation I | |
| 1 Calcaire Urgonien | | |

Planche V

2 Coupes à la sortie des Gorges de Chailles



Coupe au bord du Guiers

La coupe à l'aval est incertaine, car elle a été complétée schématiquement en raison de la rareté des affleurements visibles à travers les éboulis

Légende:

- | | | |
|----|--|-----------------|
| 1 | Calcaire rose | } Crétacé |
| 2 | Marnocalcaires bleus avec des couches plus calcaires bleu-gris | |
| 3 | Calcaires marneux à débit à niches caractéristiques | |
| 4 | Marnocalcaires et marnes graveleuses gris-sombre | |
| 5 | Conglomérat basal du miocène | } miocène basal |
| 6 | Grès à galets | |
| 7 | Calcaire fossilifère à galets fossilifères de calcaire crétacé | |
| 8 | Grès conglomératique | |
| 9 | Grès gris à grain fin | |
| 10 | Grès sableux gris-rougeâtre à grain moyen (Ø 2 mm) | |
| 11 | Grès sableux gris à petits galets bien arrondis (Ø 1 cm) | |
| 12 | Grès sableux gris | |
| 13 | Grès foncé-verdâtre à grain moyen (Ø 1 mm) contenant des Bryozoaires. A la base lités en bancs de 10 cm. Vers le haut lités en bancs de 3 cm. La taille des grains diminue vers le haut. | |

Fig 7

Coupe relevée sur la rive de la Morge à l'est de Chailles

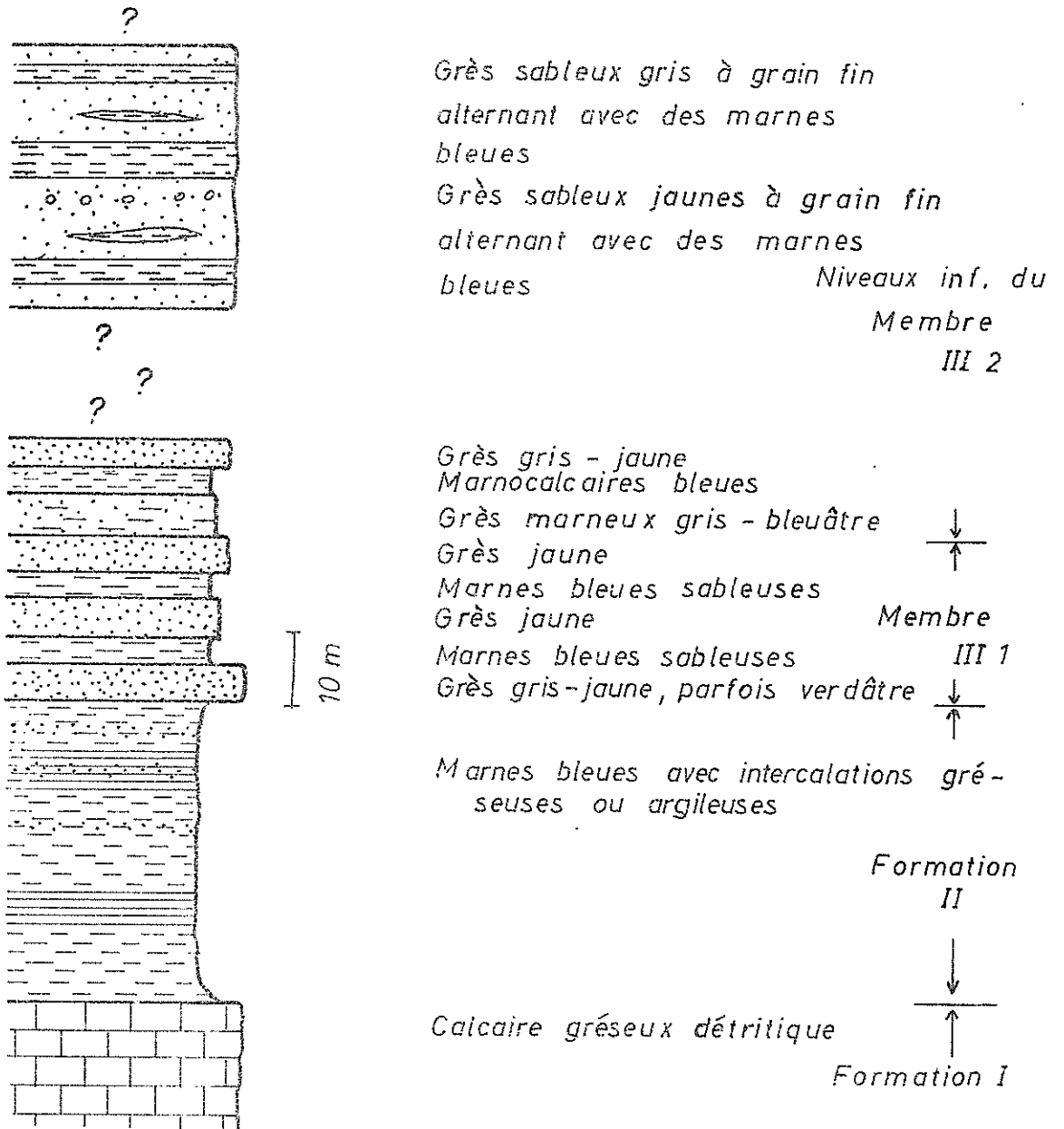


Fig 8

Schéma de la stratification lenticulaire observée dans la vallée de la Morge à l'ouest de S^t Anthelme

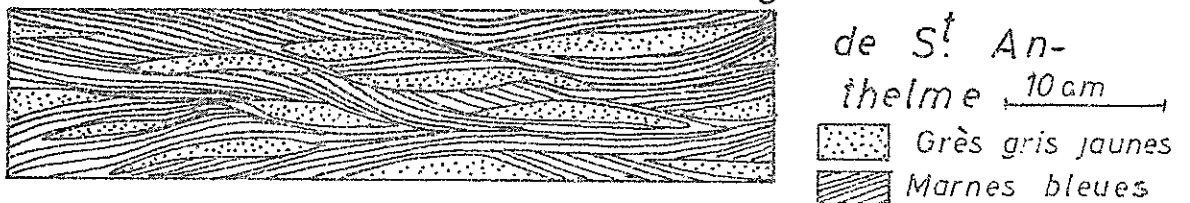


Fig 9

Coupe Le Grenat — Le Grépon

Représentation schématique partielle des coupes suivies

Echelle variable

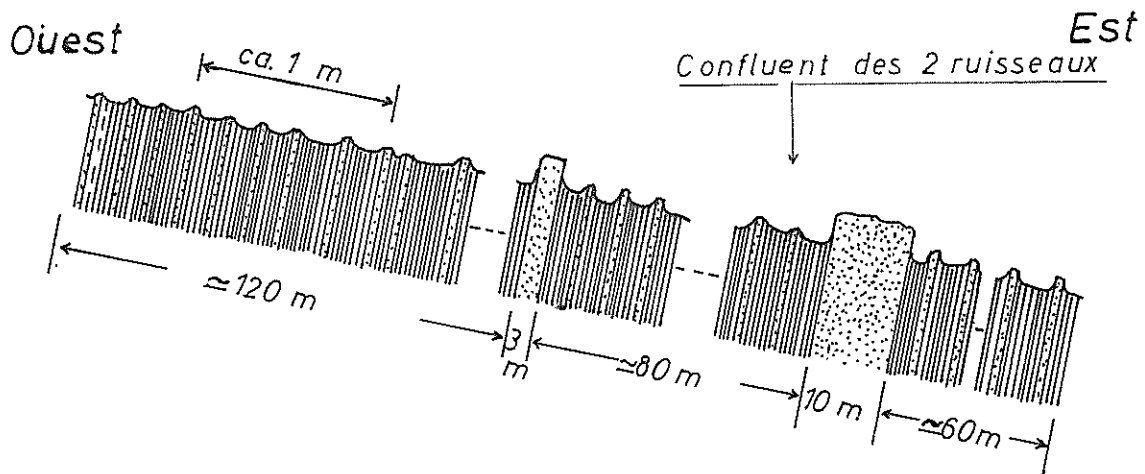
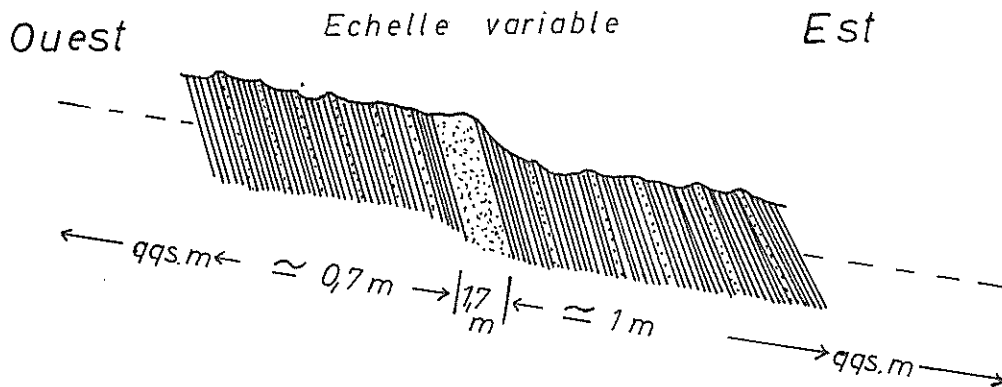




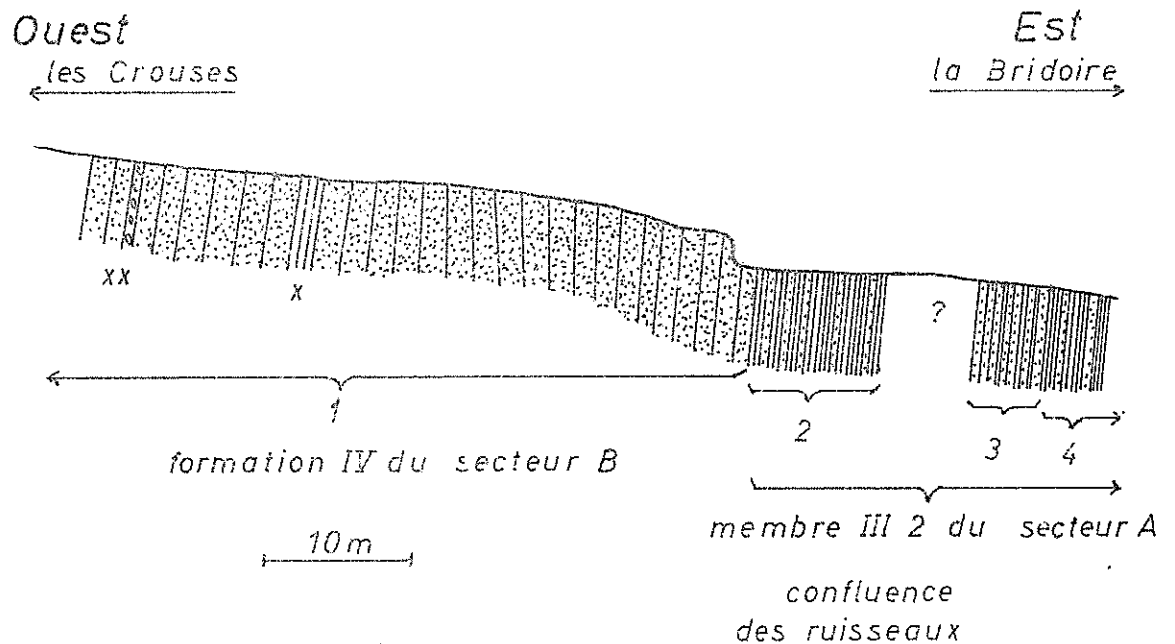
Fig 10

Coupe relevée dans le Rau. St. Anthelme
à l'ouest de la Montagnère



- a  Marnes bleues peu gréseuses finement litées
 - b  Grès jaunes parfois gris renfermant quelques galets de marnes bleues
- a + b = niveaux supérieurs du membre III 2

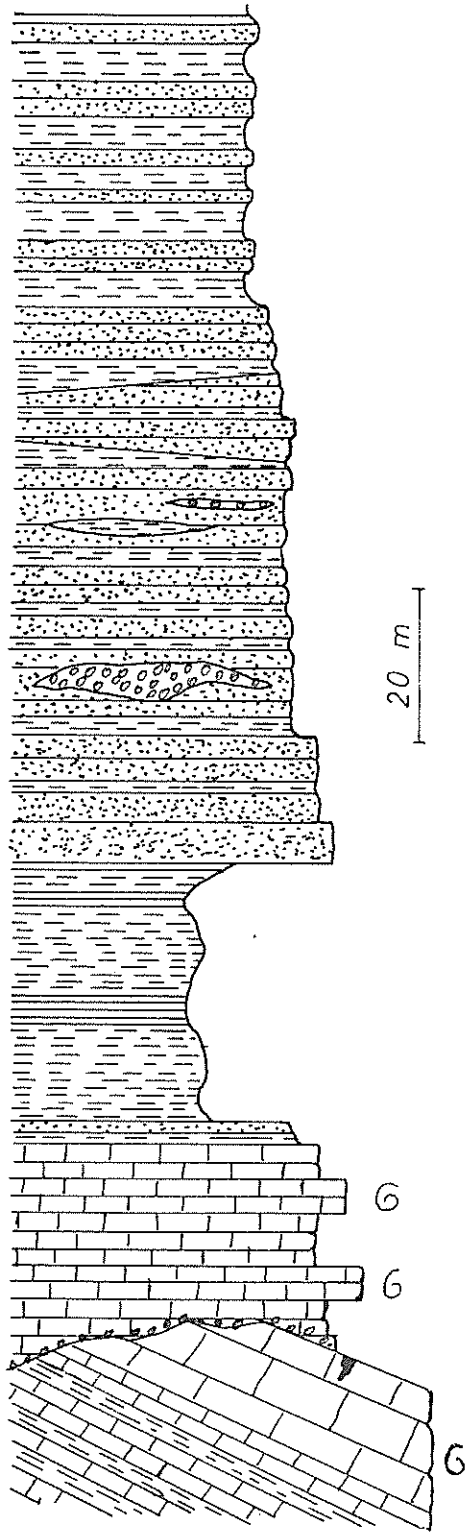
Coupe relevée dans les ruisseaux au Sud-Est des Buttinières à l'Ouest de la Bridoire.



- 1 Molasse sableuse ou gréseuse avec de rares intercalations de marnes(x) ou de poudingues(xx)
- 2 Marnes avec des bancs de grès de 5 cm d'épaisseur qui au sommet sont plus abondants qu'à la base
- 3 Sables gréseuses jaunes
- 4 Marnes grises-bleues avec intercalations gréseuses

Remarque: Dans la partie droite de la coupe le pendage des couches varie entre 20° et 90° (tectonique)

Coupe schématique du Miocène inf. et moy. dans le secteur A



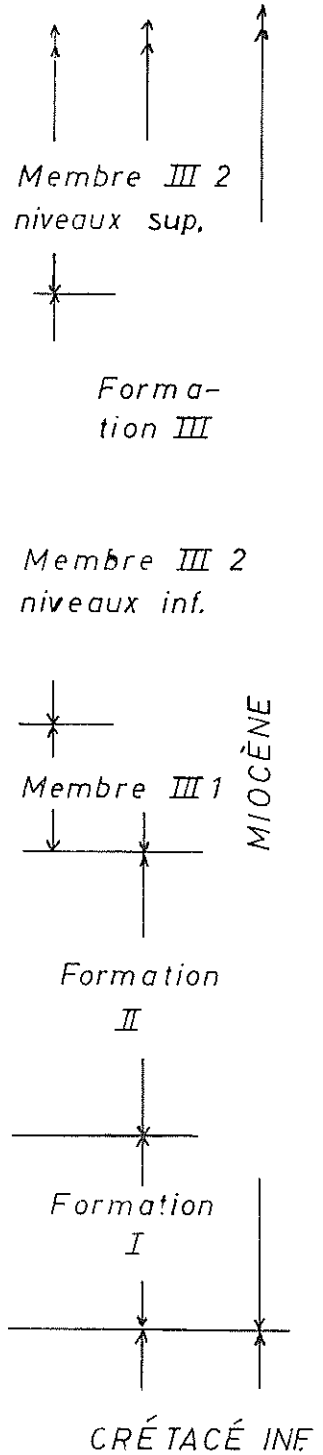
Alternances de grès et de marno-calcaires bleus
les grès sont jaunes, parfois gris ou bleuâtres

intercalations de poudingues à la base du membre

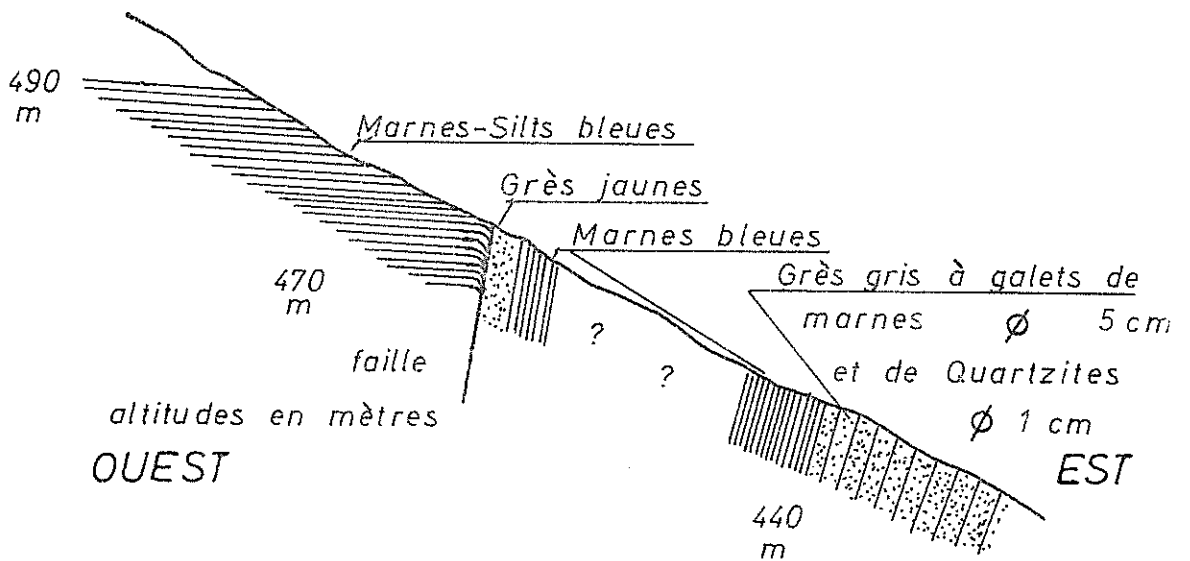
Grès jaunes durs

Argiles et Marnes bleues

Calcaires détritiques gris bleuâtre conglomératiques à la base (Éocène)
Calcaires massifs blancs de l'Urgonien
Marnocalcaires du crétacé inférieur



Coupe relevée dans les ruisseaux à l'Est des Sappeys



Coupe relevée dans le ruisseau au Nord-Est des Sappeys

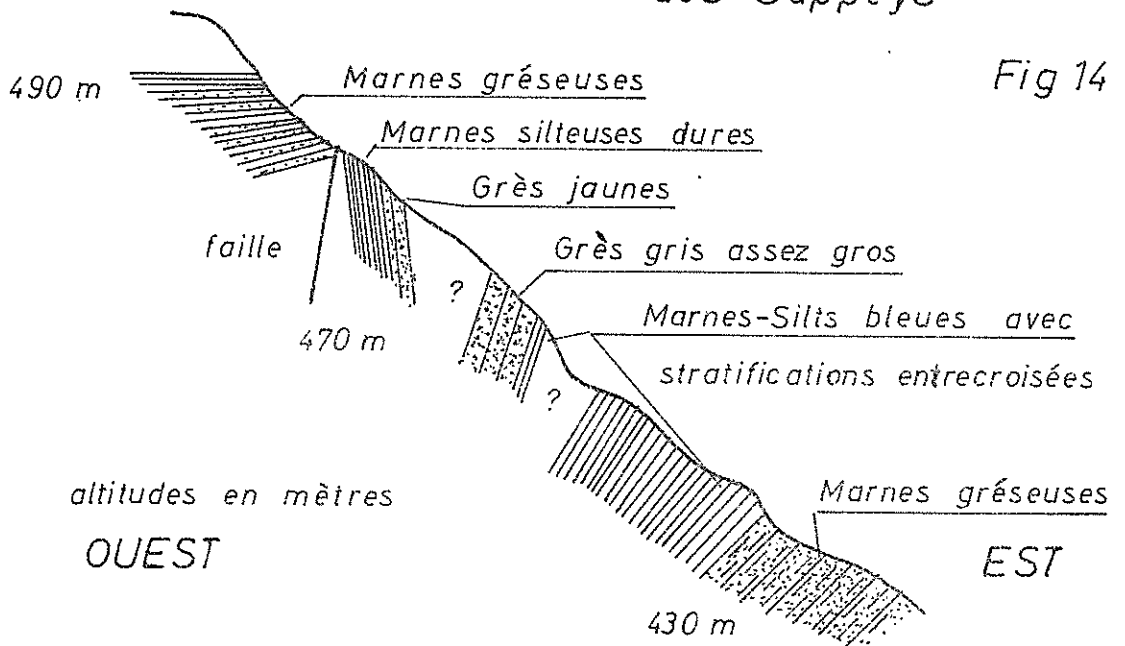


Fig 14

Toutes les couches représentées appartiennent au membre III 2

Coupe relevée à 300 m au Sud-Est du Château de S.^t Béron

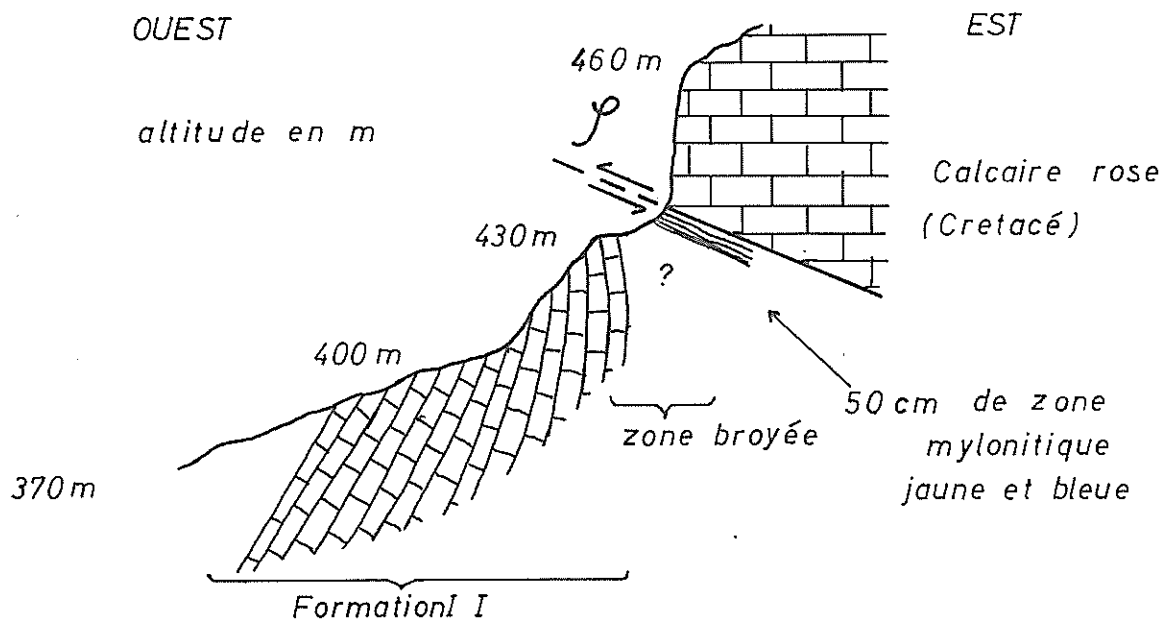
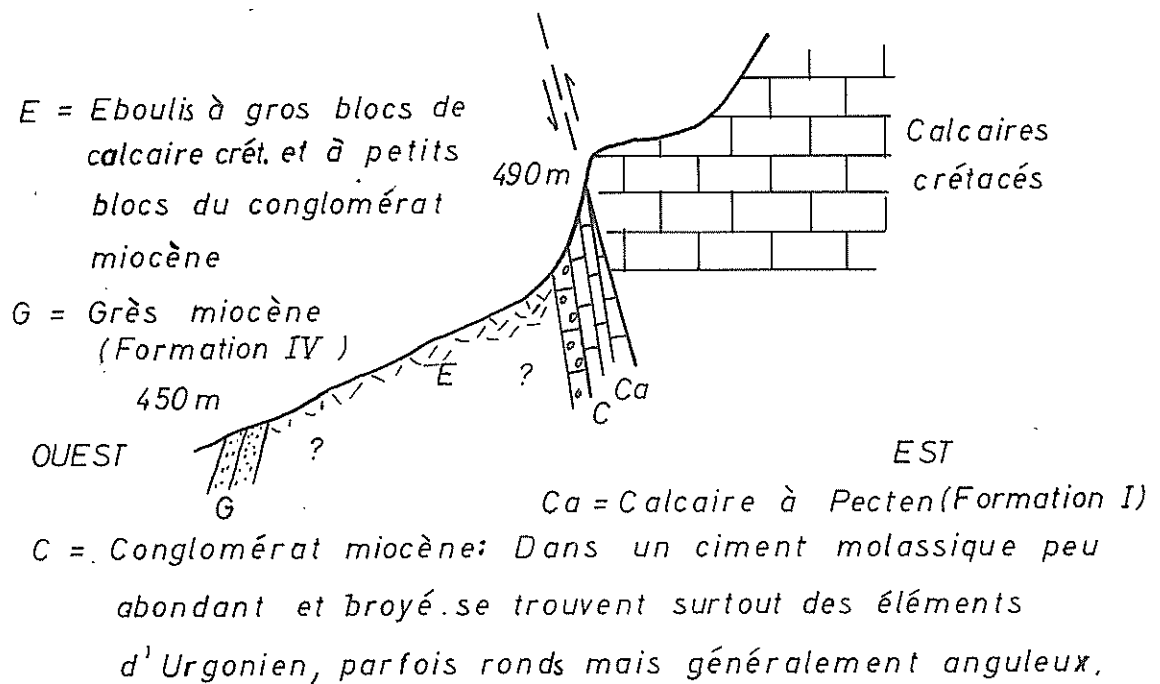


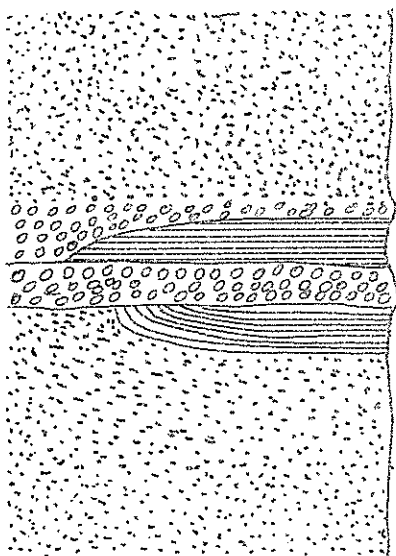
Fig 16

Coupe relevée à l'Est de la Renardière (S.^t Bueil)



Affleurement dans la carrière abandonnée à la rive gauche de la Pisse Vieille.

(à l'ouest de Domessin)

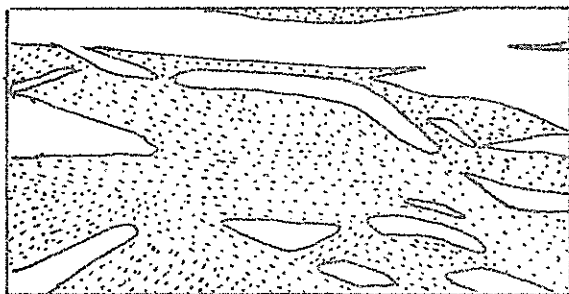


↑ Grès
 Conglomérats
 Argiles silts bleues
 Conglomérats
 Argiles silts bleues
 ↓ Grès

Exemple d'un ensemble détritique à grain variable intercalé dans une succession monotone de grès de plusieurs mètres d'épaisseur.

Fig 18

Schéma des lentilles de grès durs dans la molasse sableuse.



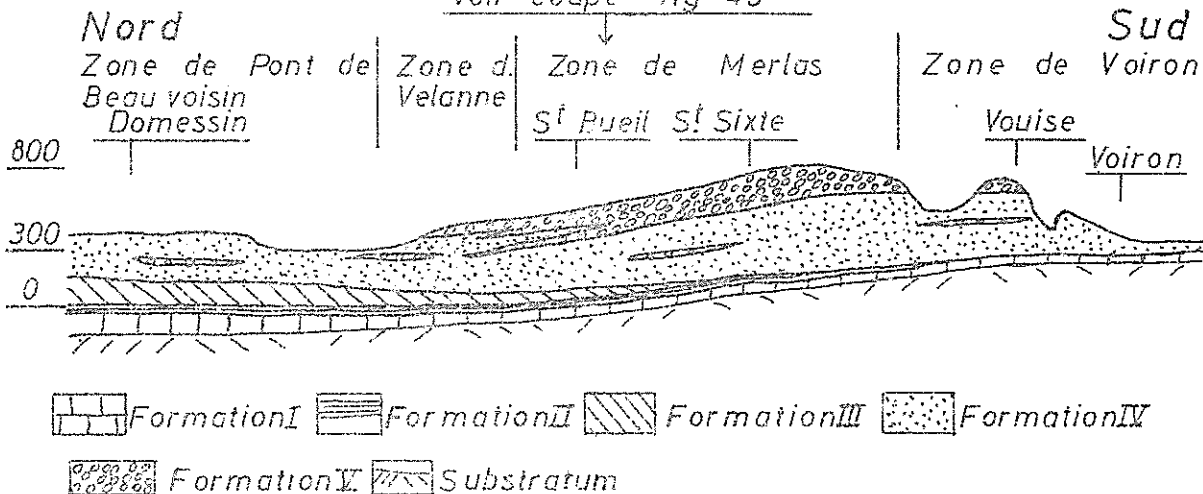
■ Molasse sableuse
 □ Lentilles de grès

1 m

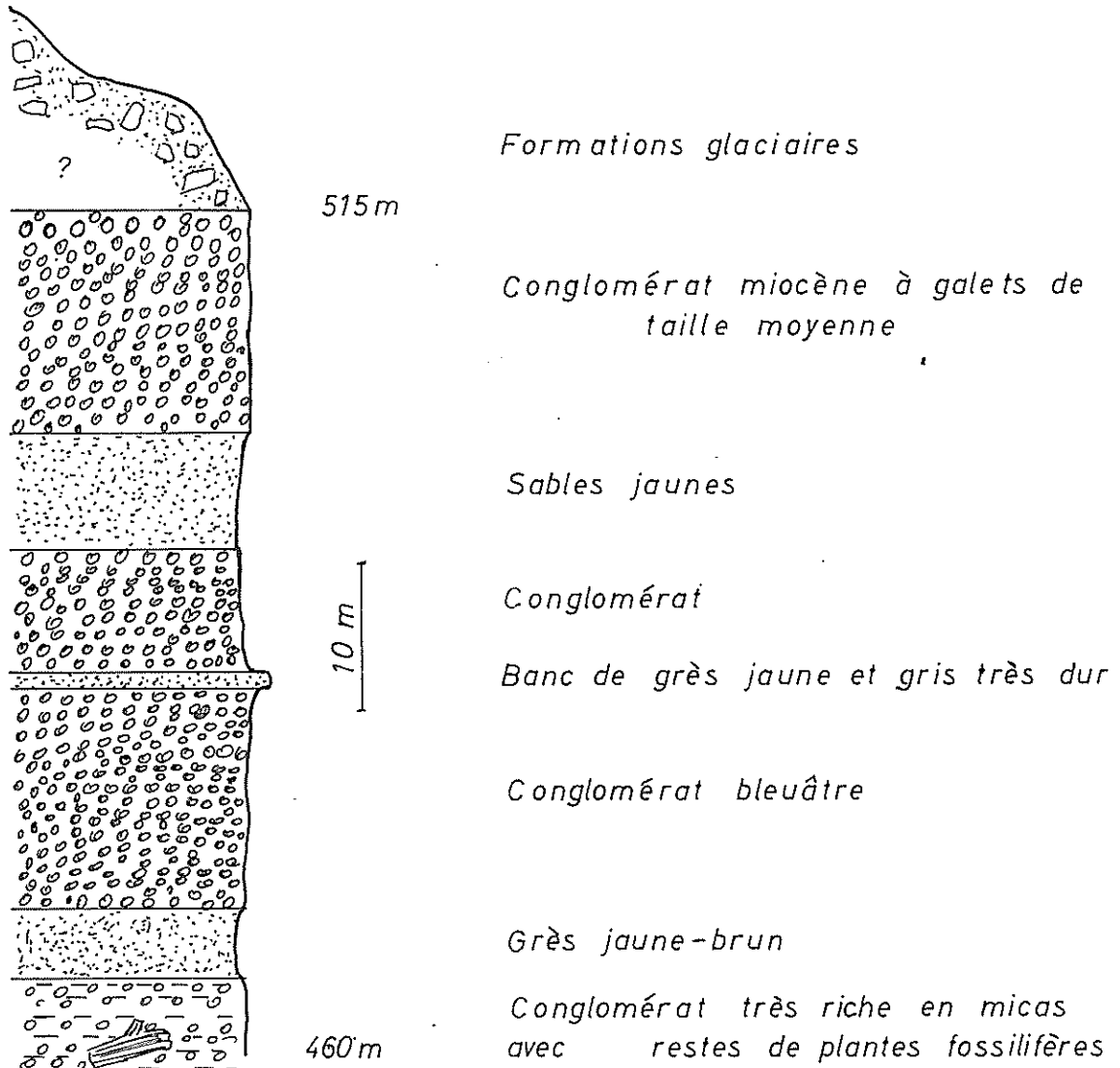
Fig 19

Coupe schématique du Secteur B montrant la succession des dépôts miocènes

voir coupe fig 49



Couperellevée dans la Combe de Virifosse



Formation du système fluvial en fonction du pendage des couches.

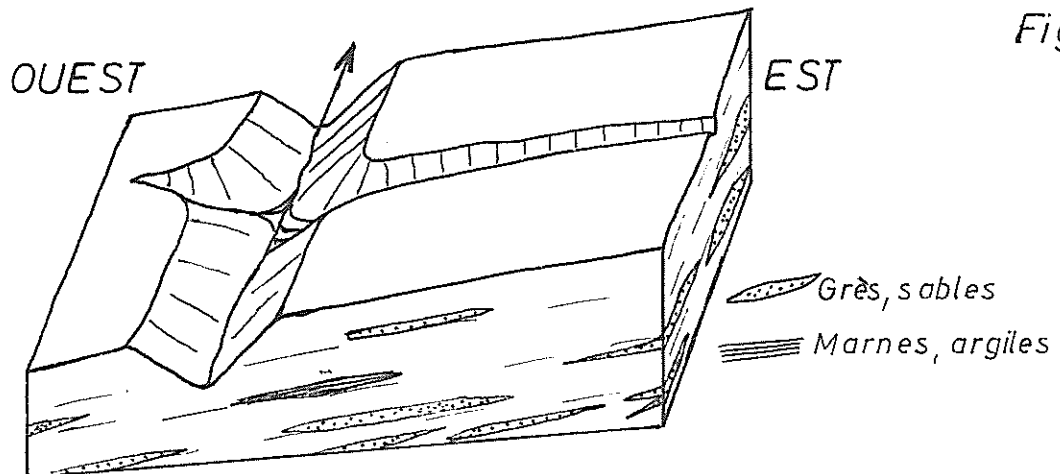
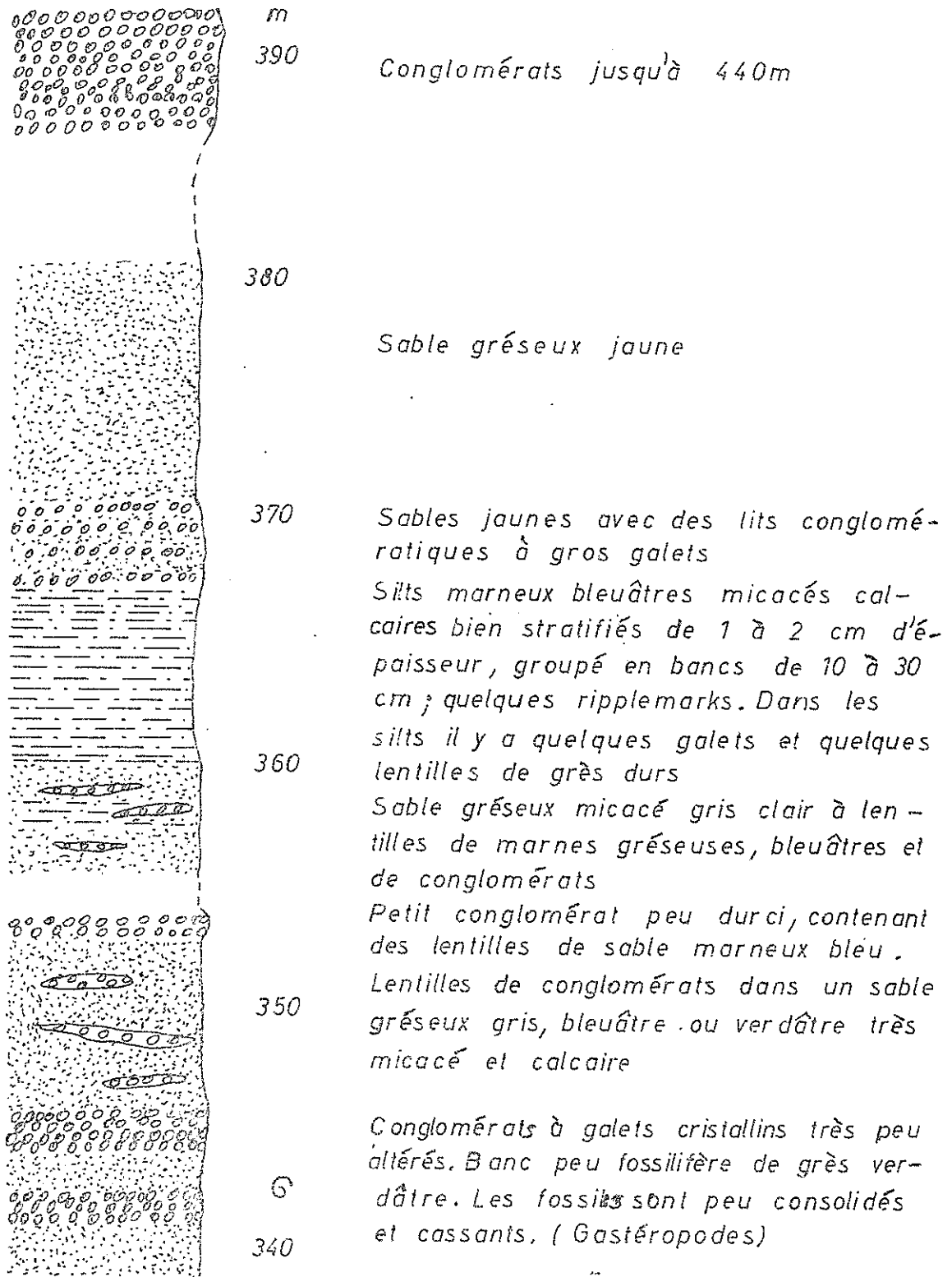


Fig 21

Coupe relevée dans la vallée de la Corbassière - le Nortier au Sud de Pressins.



Coupe relevée dans la vallée de la Corbière au Sud de Fallamieux

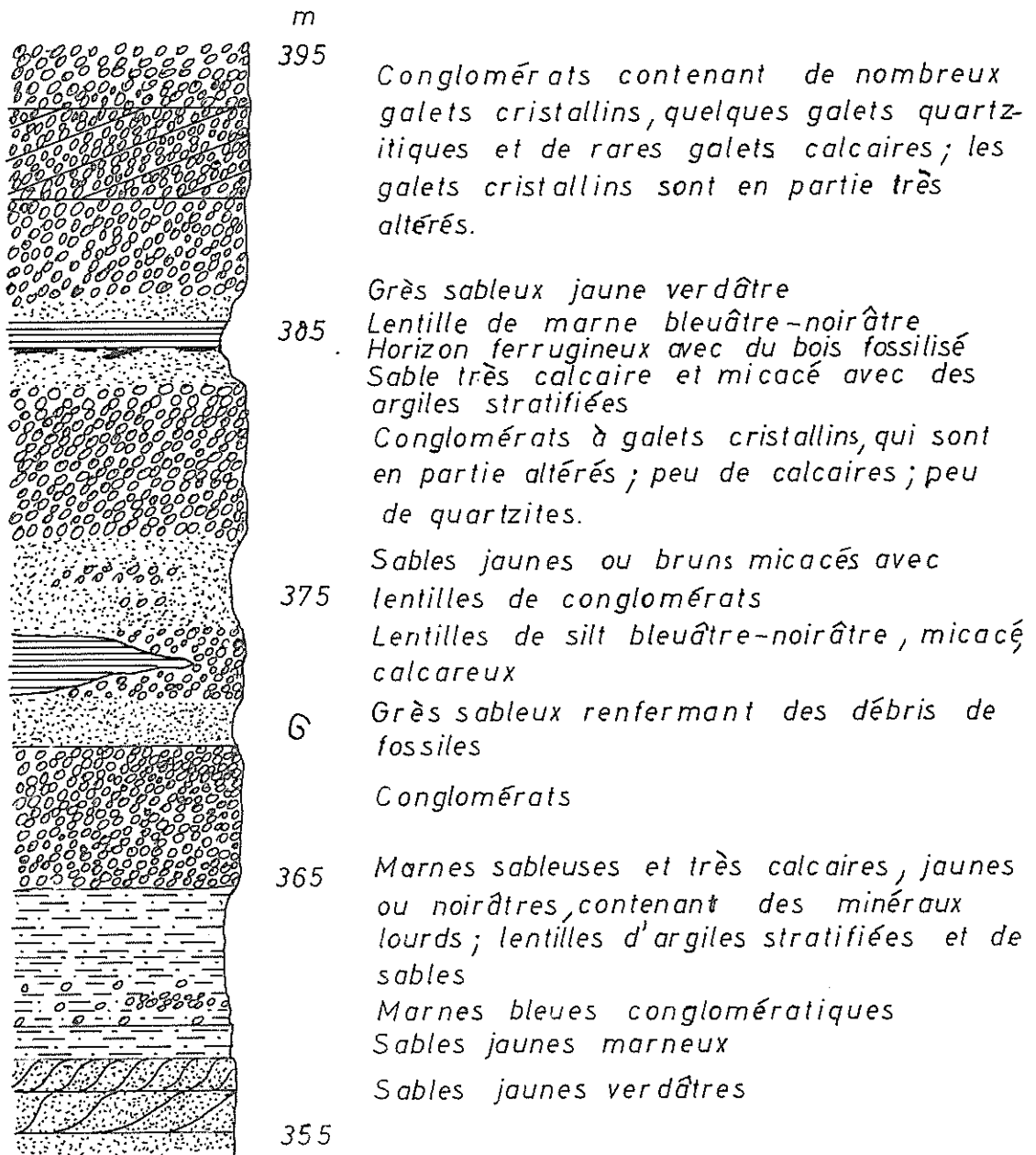


Fig 24

Coupe relevée dans la vallée de la Combière au Sud de St Martin de Vaulserre.

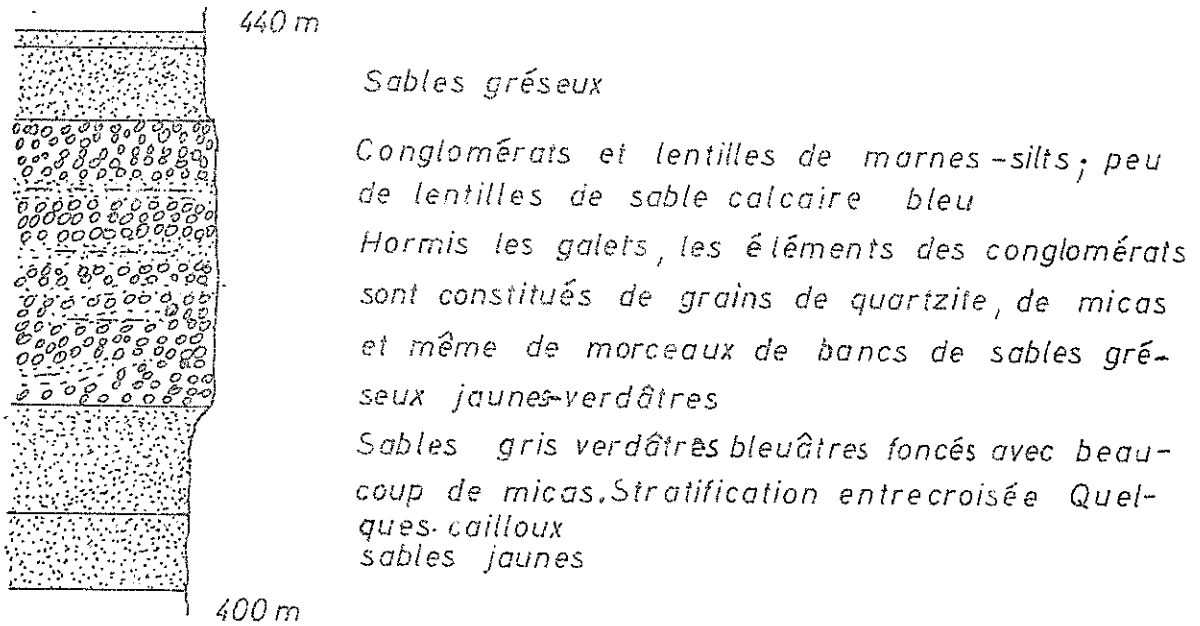
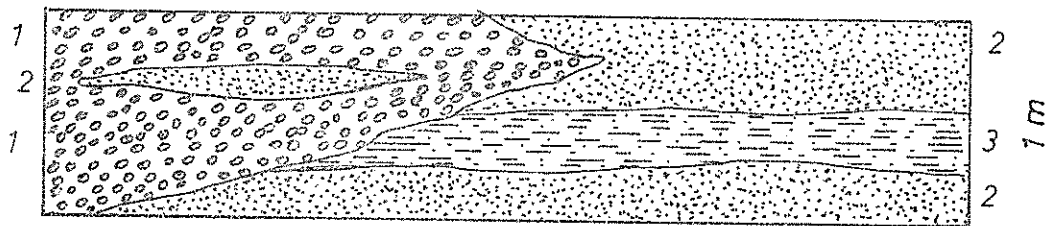


Fig 25

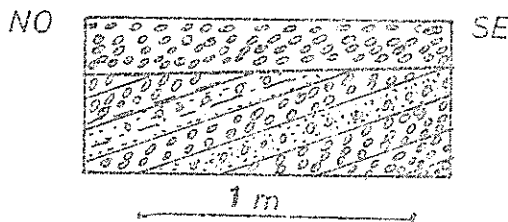
Coupe relevée au bord de la route D 82 à 2 km au NE de St Bueil montrant le changement de faciès



1: Conglomérats 2: Grès jaunes 3: Marnes sableuses

Fig 26

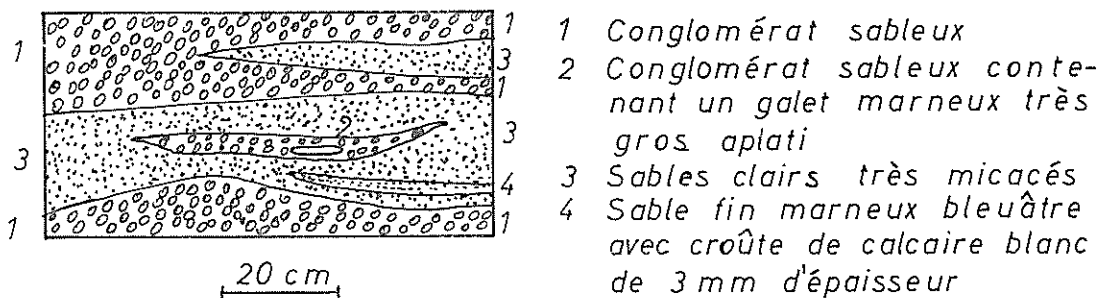
Discordance locale entre des différentes couches de conglomérats. Relevé au bord



du R.au de la Combière (380m)

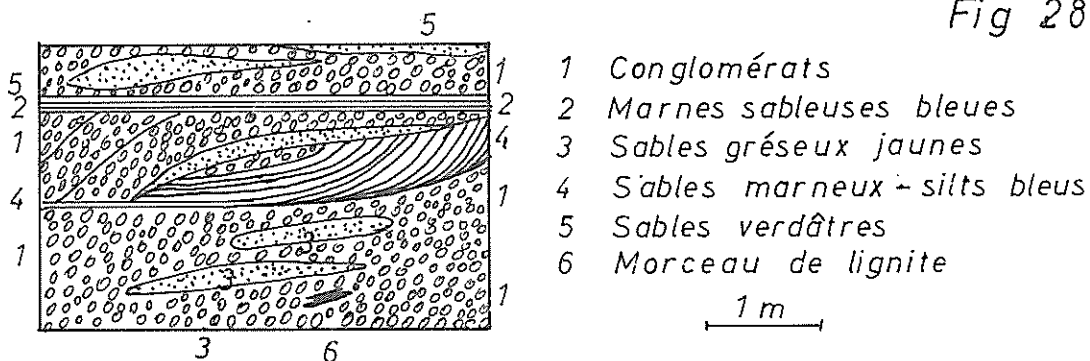
Fig 27

Détail relevé au bord du Rau de la Corbassière 350m



Détail relevé au bord du Rau de la Corbassière 370m

Fig 28



Détail relevé au bord du Rau Malafossant 400 m

Fig 29

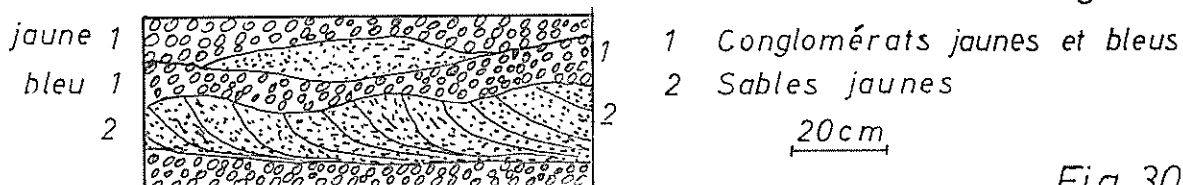
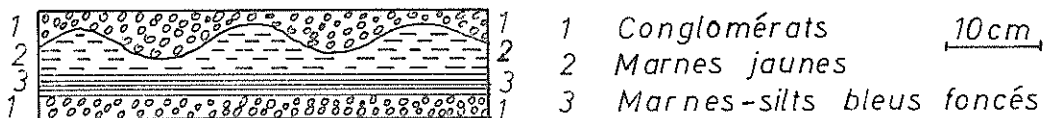


Fig 30

Détail relevé au bord du Rau de la Corbière 430m



Détail relevé au bord du Rau de la Corbassière - le Nortier

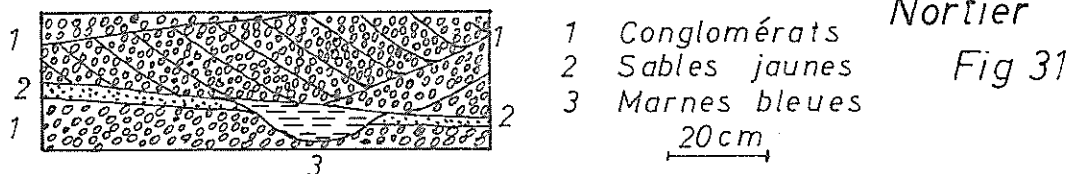
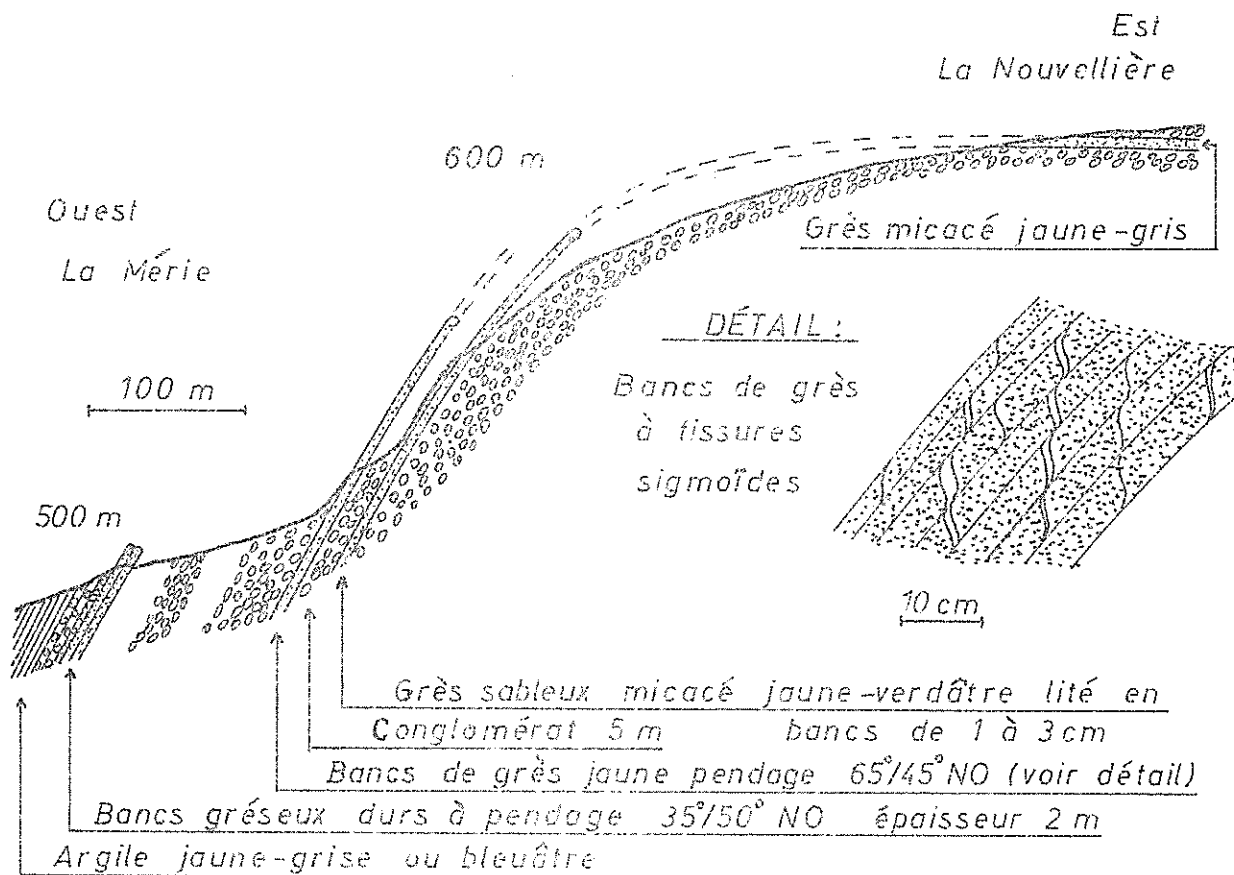
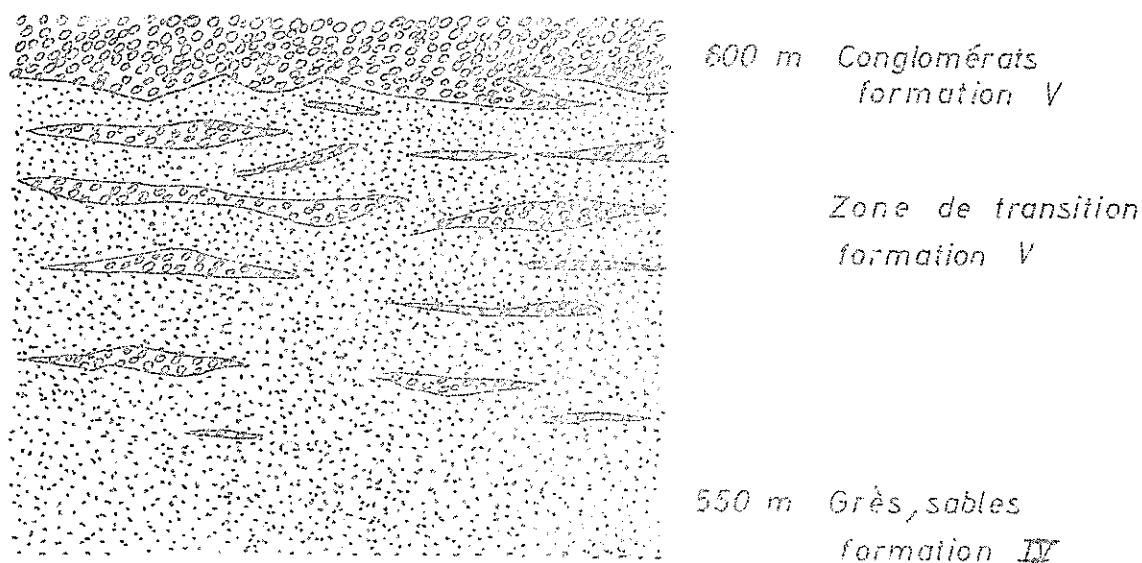


Fig 31

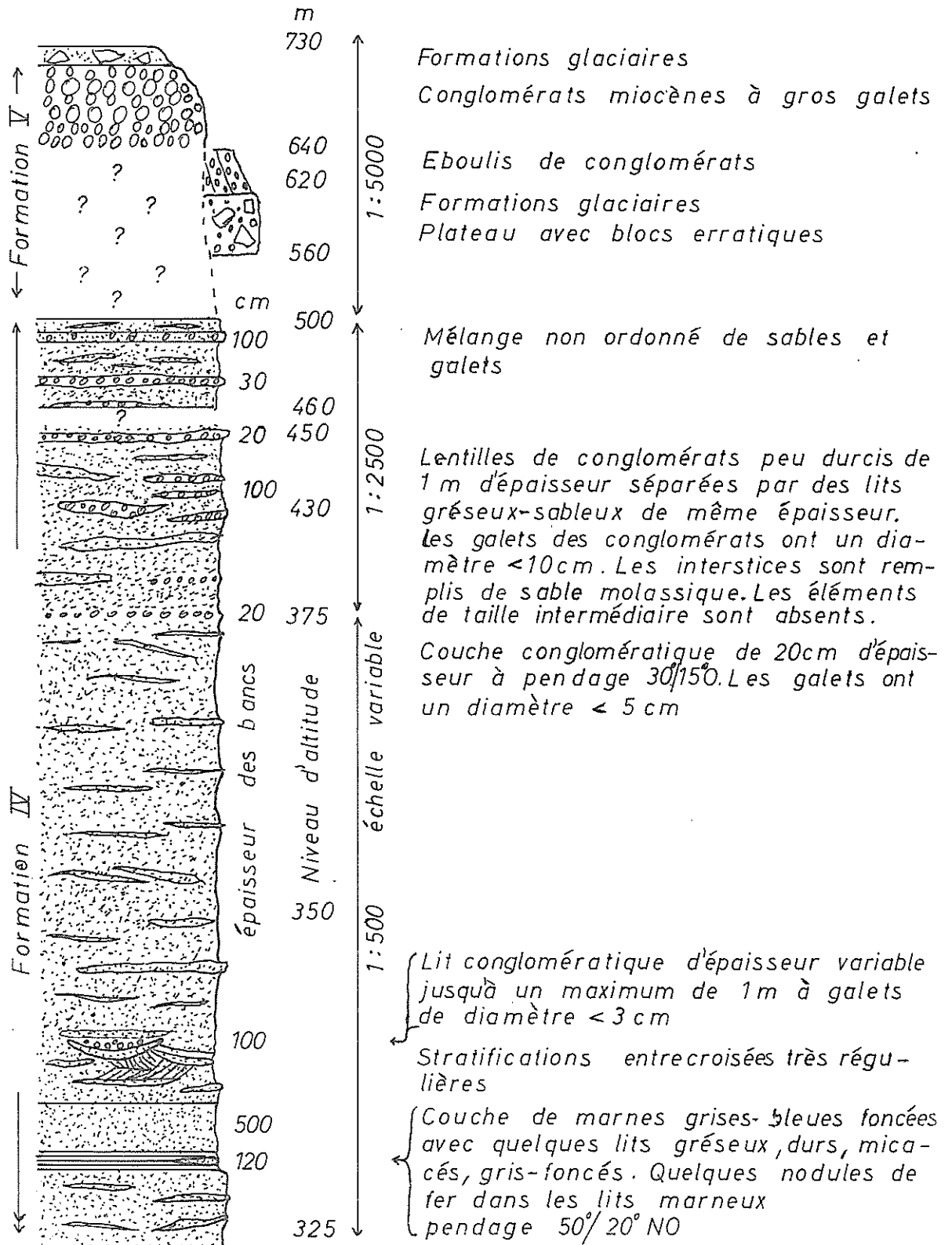
Coupe relevée de la Mérie à la Nouvellière
Ruisseau du Crozarieu



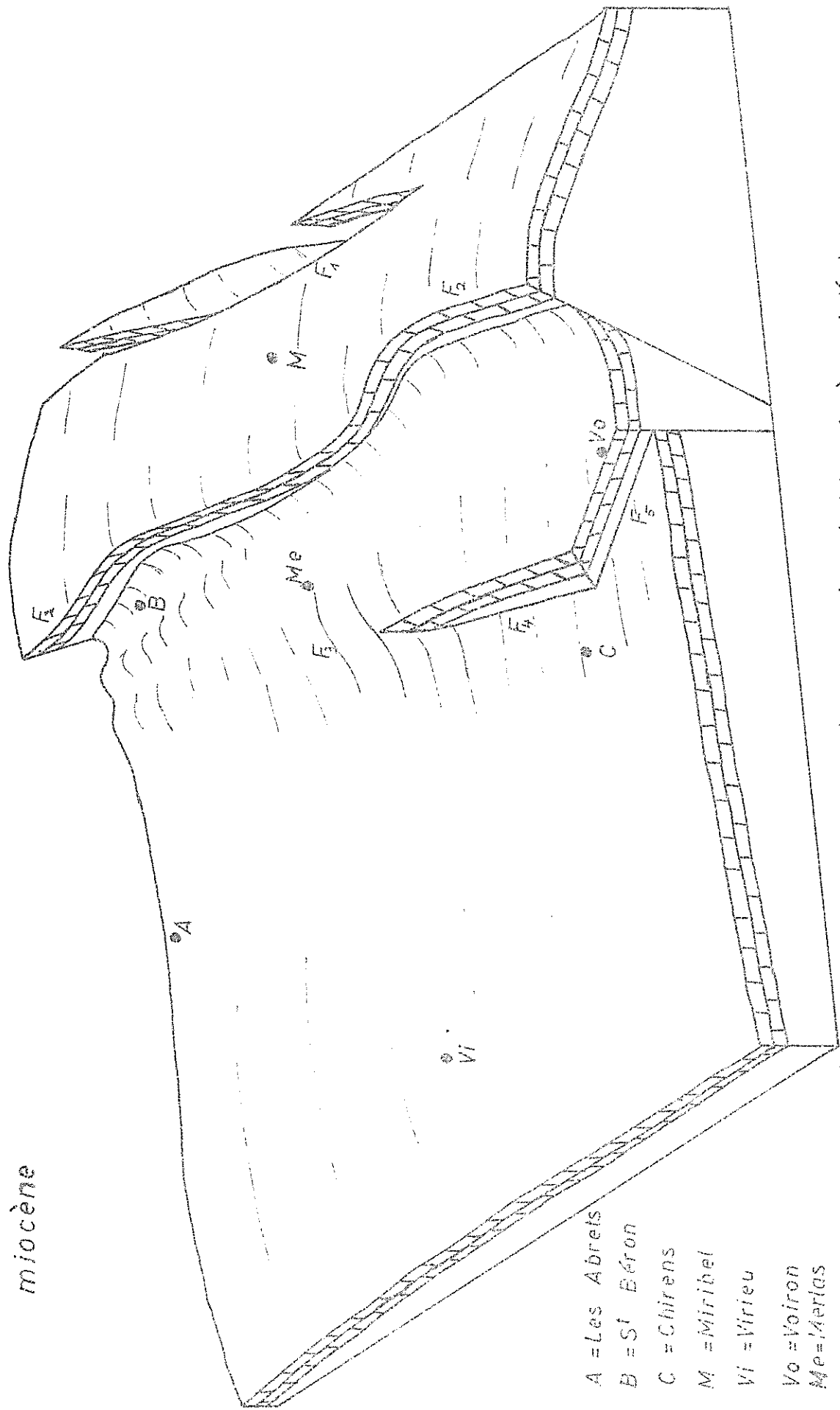
Passage de la molasse gréseuse à la molasse conglomératique. Schéma d'après la coupe relevée à Berlan (au N du Perrin) Fig 33



Coupe au Nord de la Papeterie de Voiron
Versant au Sud de N.D. de Vouise



Tectonogramme destiné à montrer la disposition des assises du miocène



- A = Les Abrets
- B = St Béron
- C = Chirens
- M = Miribel
- VI = Virieu
- Vo = Voiron
- Me = Merlas
- [Hatched symbol] Couche représentée

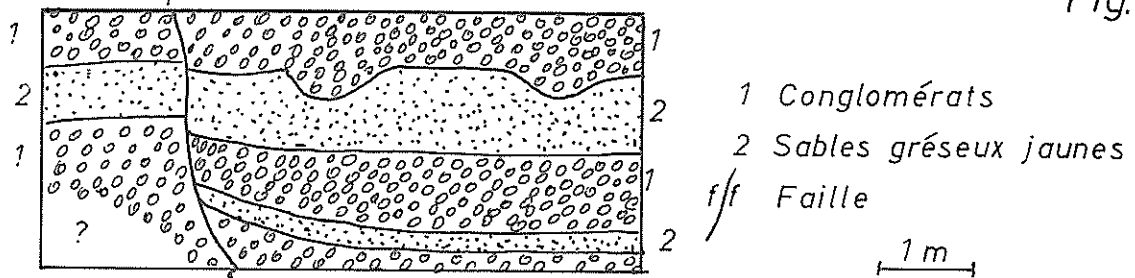
Banc repaire choisi : miocène inférieur

F₁ = Faille Grévat - Grépon F₂ = Faille St Etienne de Crossey - La Bridoire F₃ = Flexure de Merlas
 F₄ = Faille présumée de Merlas - la Charlière F₅ = Faille présumée de Voiron - Chirens

Planche XXI

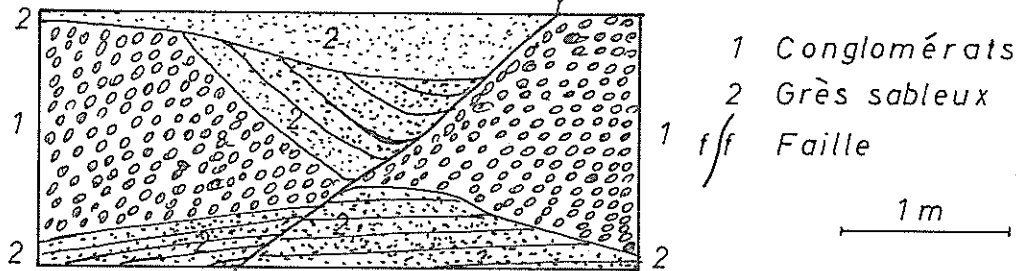
Coupe relevée dans la vallée du confluent de l'Aigue blanche à l'altitude de 560 m

Fig. 36



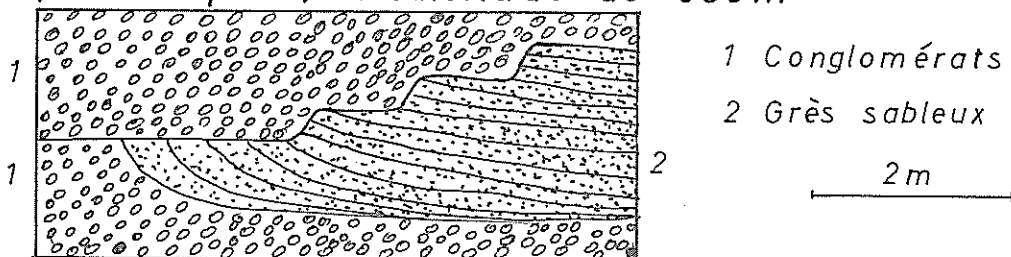
Discordance et faille observées sur le Câteau de Corézin au NO du Donnat à l'altitude de 415m

Fig. 37



Discordance observée à 150 m au N du Ruat (St Sulpice) à l'altitude de 650m

Fig. 38



Discordance observée au Point 538 près du Repeu au Sud de Massieu

Fig. 39

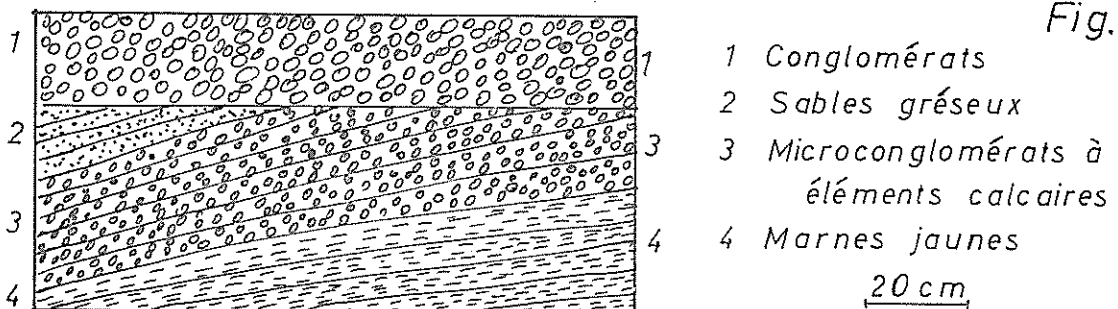
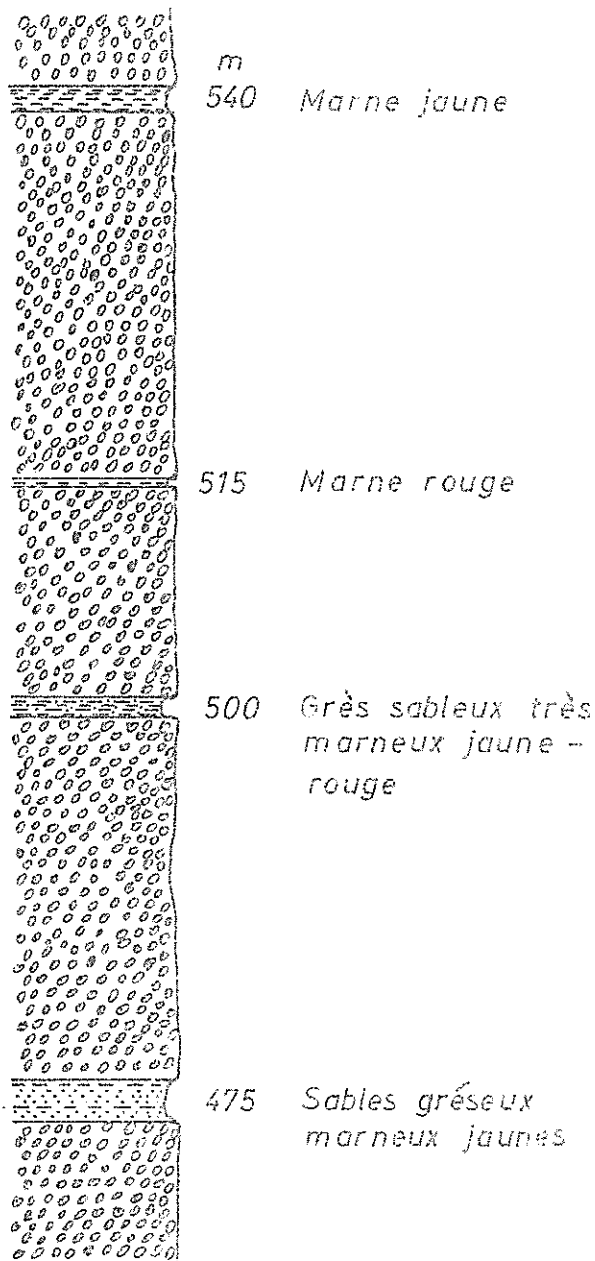
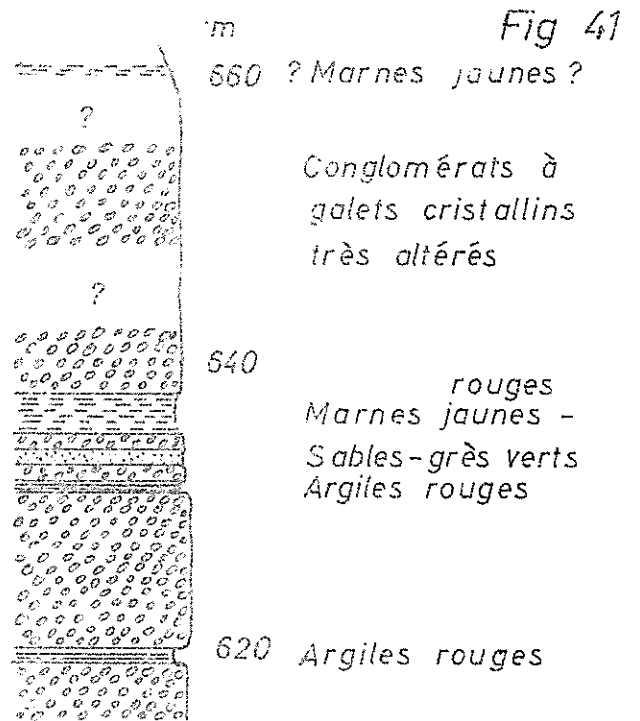


Planche XXII

Coupe relevée dans la
vallée du Torrent de
Vaugelas à l'Est de Virieu
Fig 40



Coupe relevée dans la
vallée du Ruisseau de
Plan-Boisau NE de
Apprieu (S^{co}e Bailly)



Coupe relevée dans la
vallée du Ruisseau des
Riveaux au Sud-Est de
Le Passage
Terre végétale

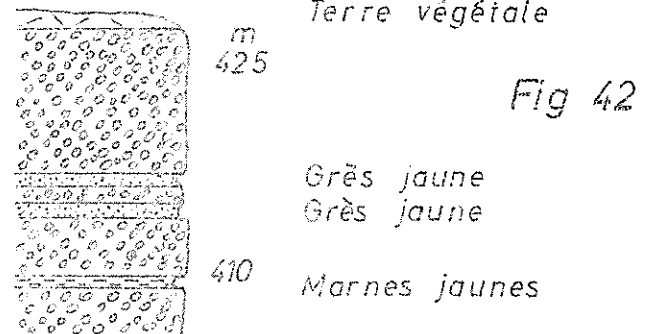


Planche XXIII

Coupe relevée dans la vallée du Ruisseau
de la Roche au Sud de Panissage.

Fig. 43

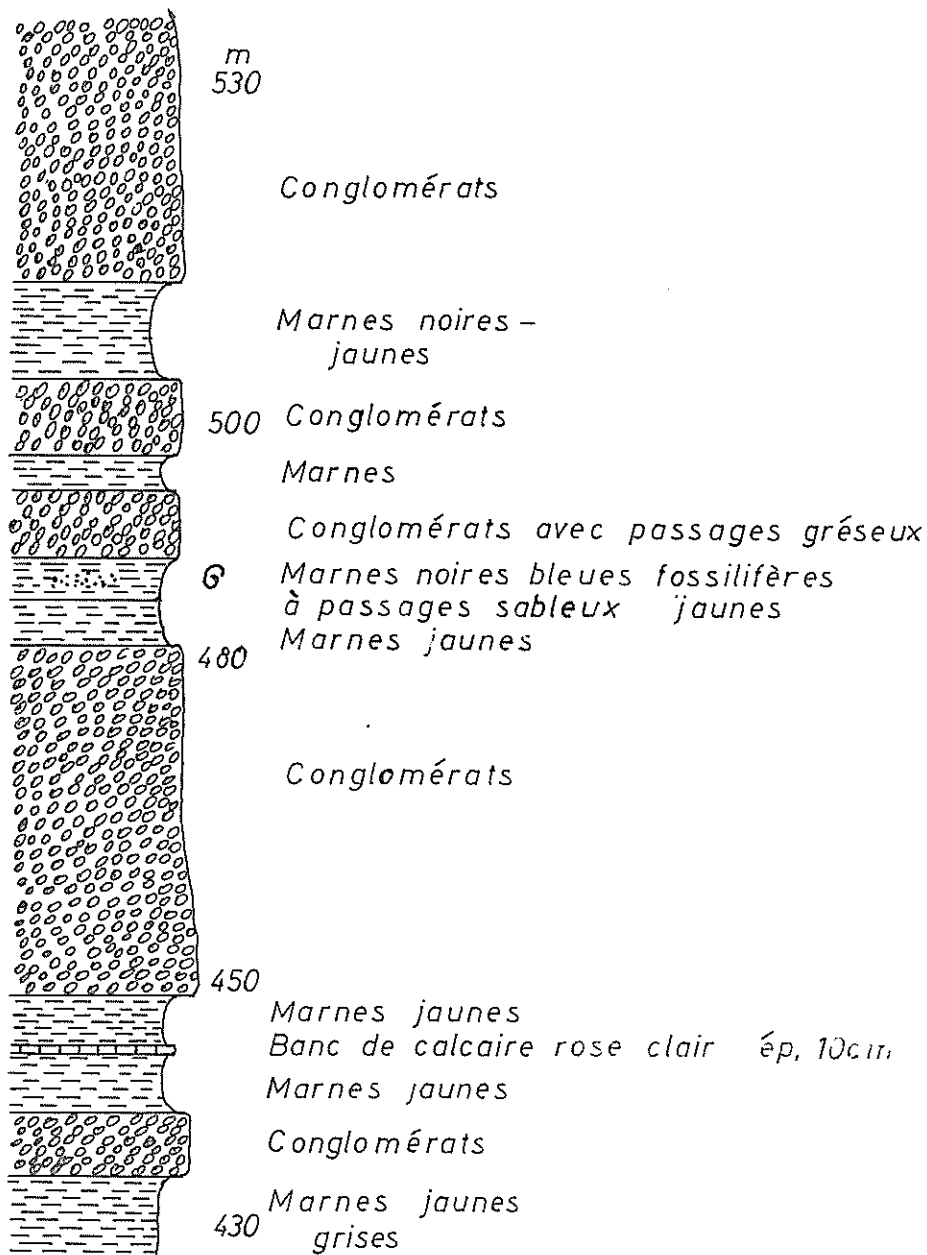


Planche XXIV

Coupe relevée dans la vallée du Ruisseau du Paradis à l'Est de Torchefélon

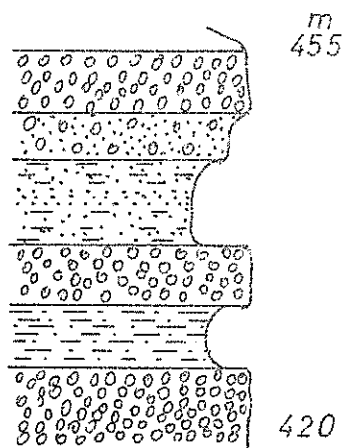


Fig 44

- Conglomérats
- Sable gréseux à galets
- Silts noirs bleuâtres
- Quelques passées sableuses jaunes
- Silts noirs
- Conglomérats
- Marnes sableuses jaunes-grises, claires
- Conglomérats

Coupes relevées dans les vallées des Ruisseaux de la Lavanche, du Rivas, et du Fayet à l'Est de Torchefélon

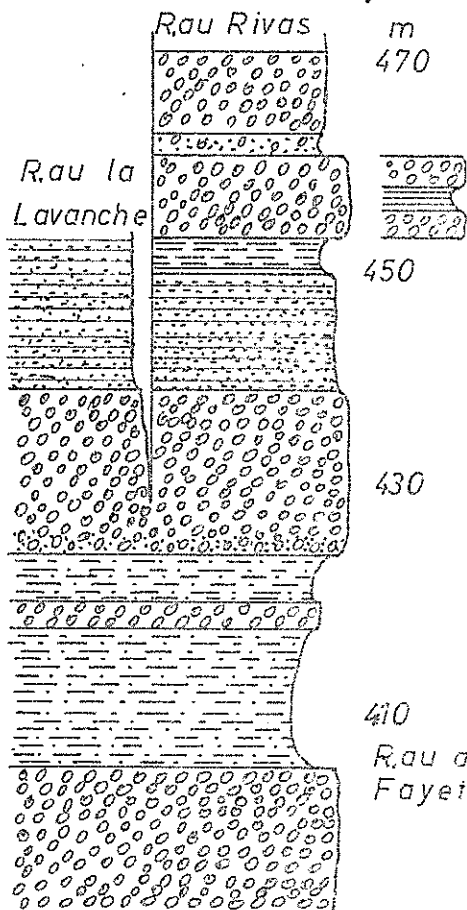


Fig 45

- Conglomérats
- Sables jaunes à lentilles conglomératiques
- Conglomérats; à une distance de 30 m se trouvent au même niveau des argiles
- Marnes jaunes, bleues, noires à la base
- Sables gréseux stratifiés en bancs de 10 cm
- Conglomérats, peu durcis sableux à la base
- Marnes jaunes très sableuses
- Conglomérats
- Marnes jaunes très sableuses
- Conglomérats

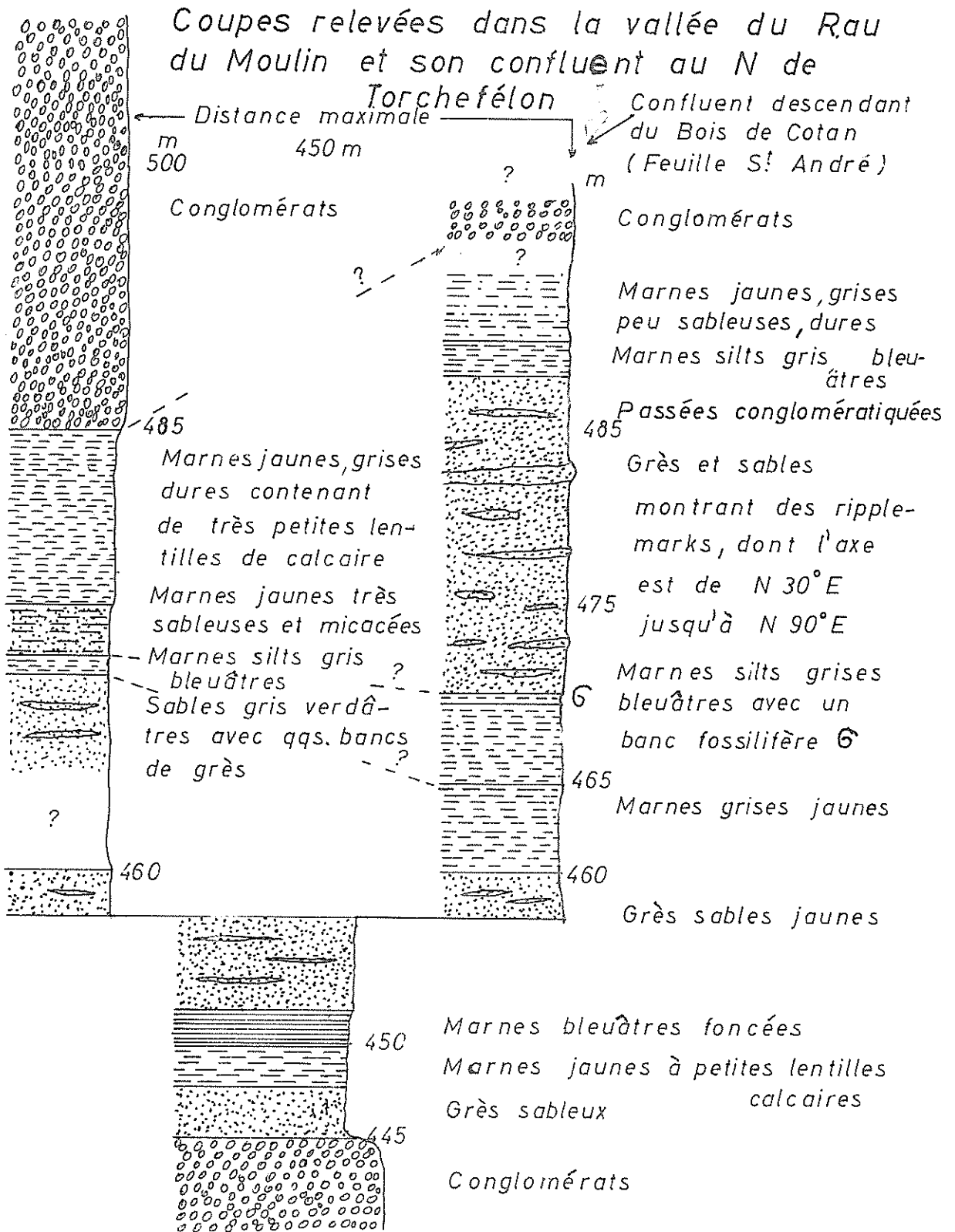
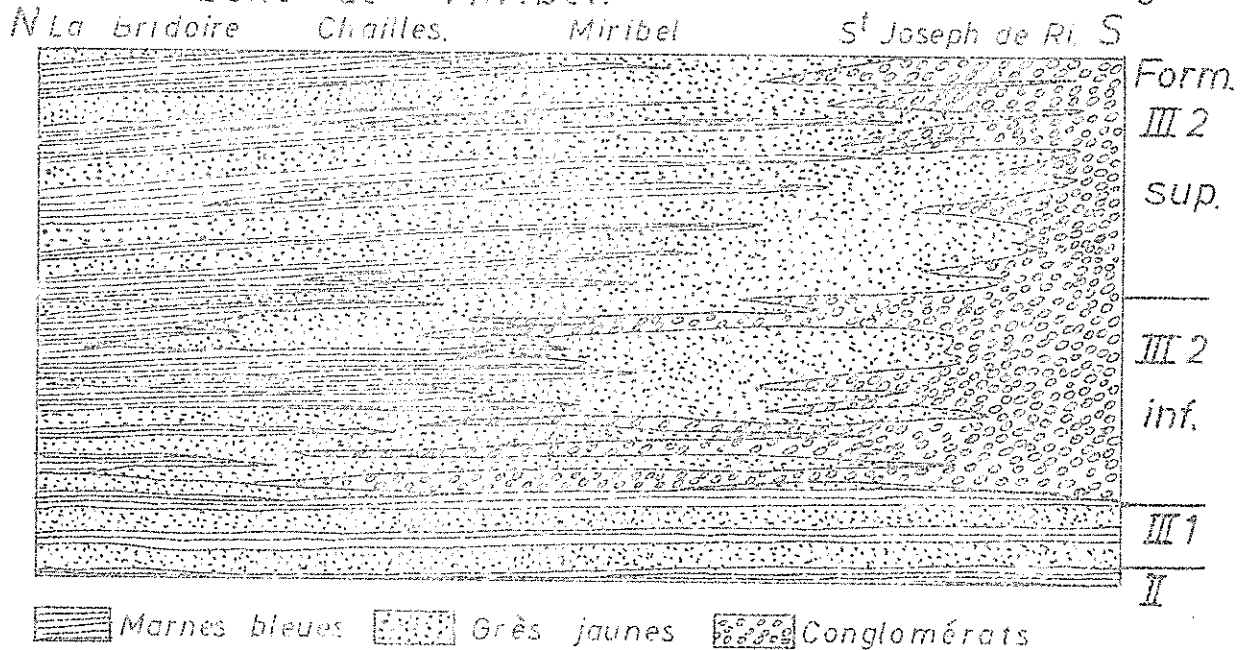


Planche XXVI

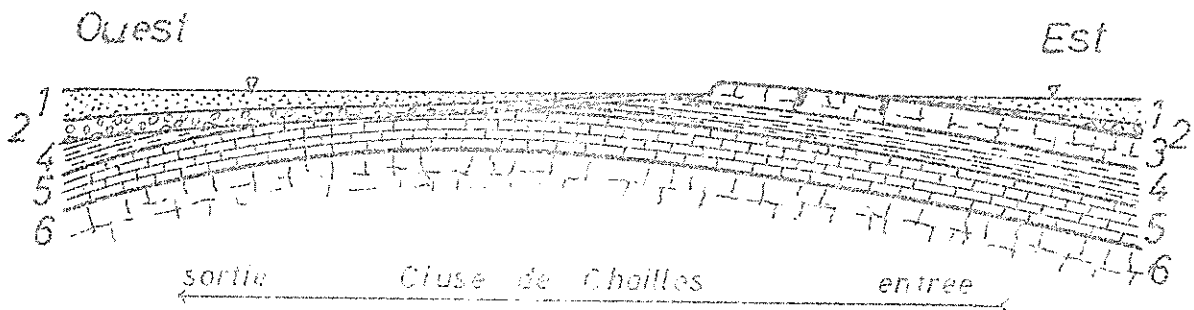
Schéma du changement du faciès du membre III 2 du Nord vers le Sud dans la zone de Miribel.

Fig. 47



Paléoreliet du Burdigalien de la région de Chailles

Fig. 48



- 1 Burdigalien: calcaire sableux gris
 - 2 Burdigalien: calcaire conglomératique à la base
 - 3 Urgonien: calcaire massif
 - 4 Hauterivien: marnes et marnocalcaires
 - 5 Valanginien: calcaires
 - 6 Jurassique sup: calcaires
- } Formation I

1 km

Fig. 49

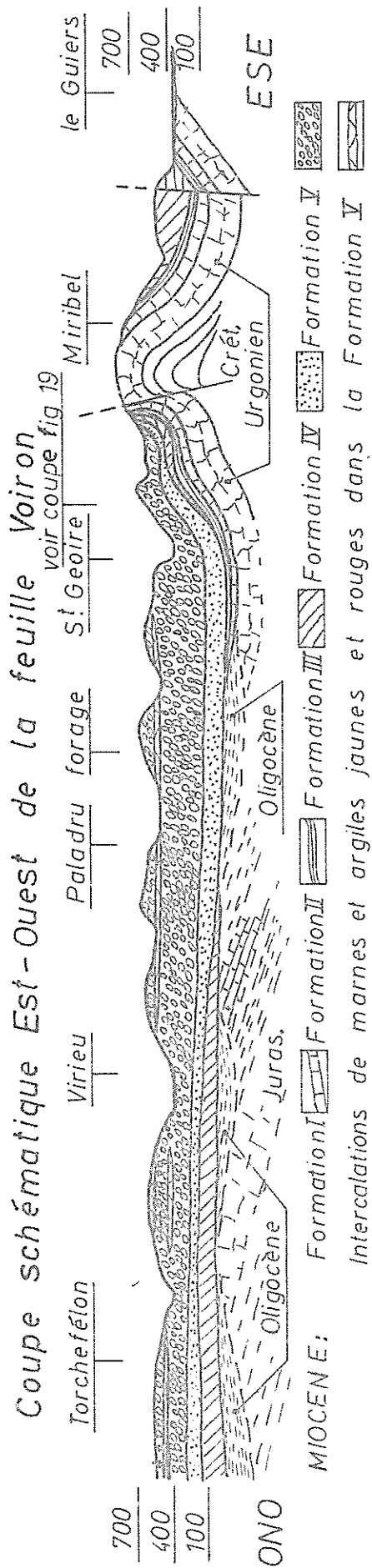
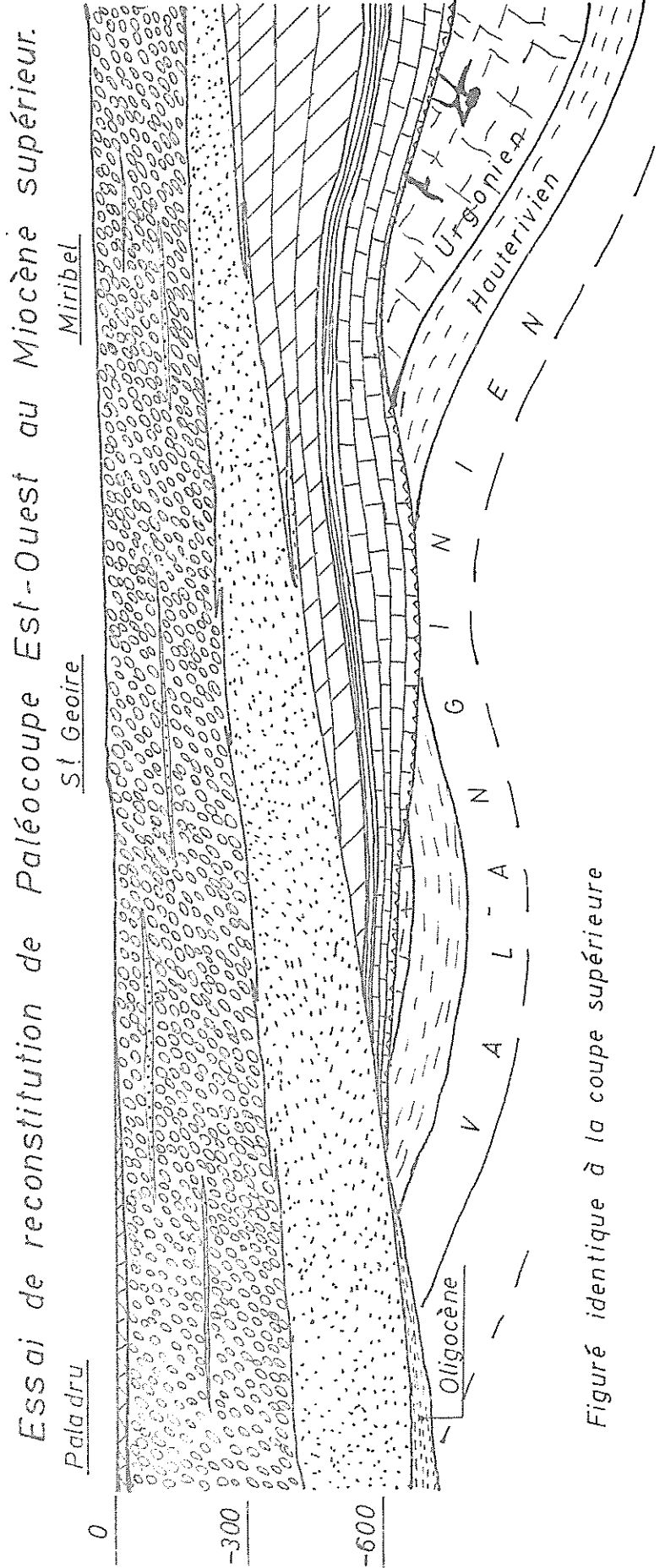


Fig. 50

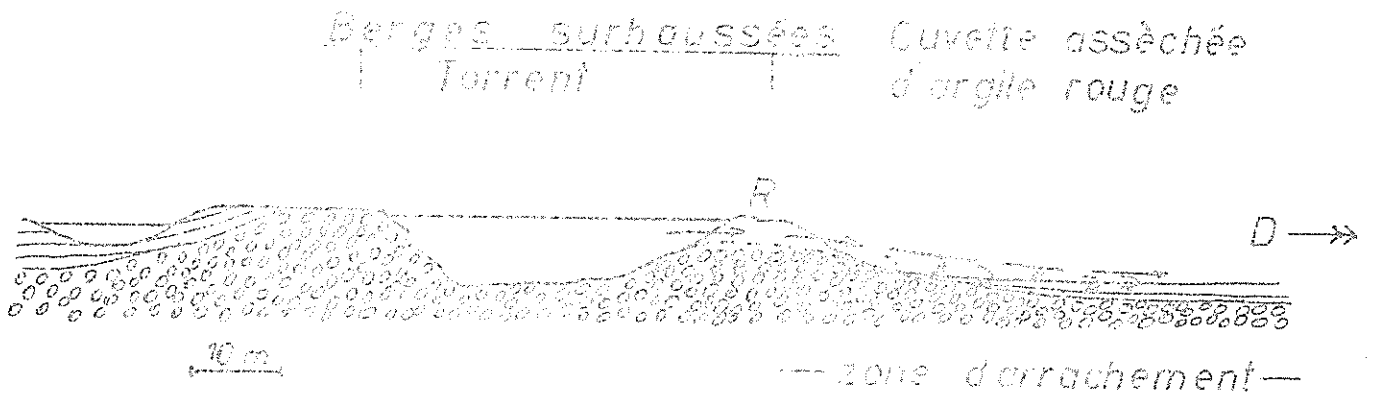


Figuré identique à la coupe supérieure

Planche XXVII

Arrachement des blocs d'argiles rouge ou jaune après rupture des berges d'un torrent

Fig 51



R=Rupture de berge
D=Dépôts

Régions des différentes compositions pétrographique et sédimentologique des poudingues de la formation V

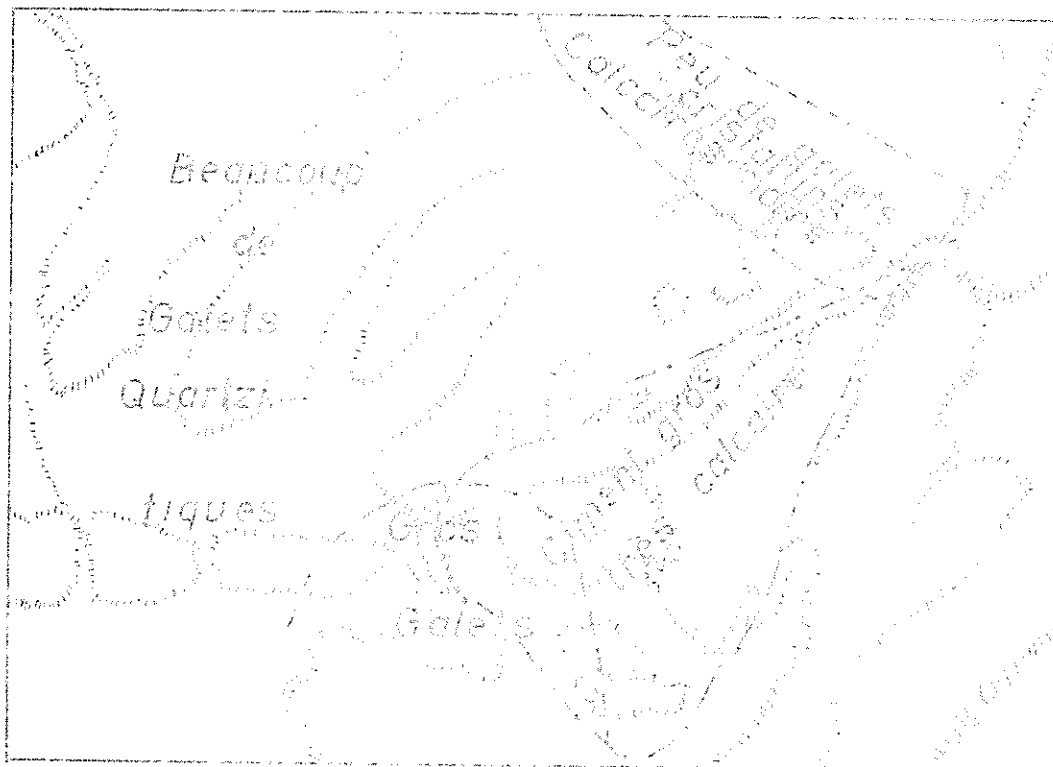


Fig 52

Planche XXIX

Essai de reconstitution de la paléogéologie au
aux formations FI à FV

Le petit rectangle inscrit représente la feuille Voiron

Fig 54

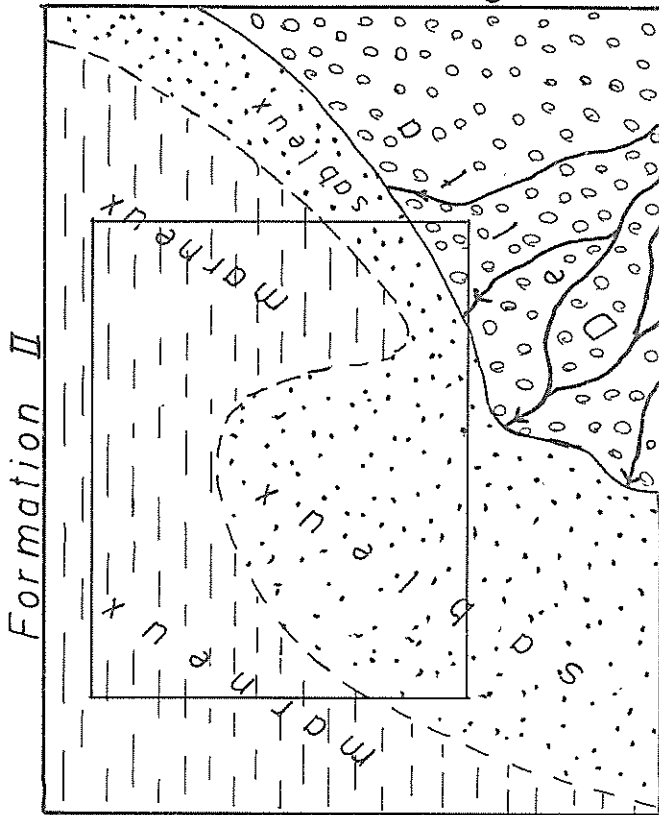


Fig 56

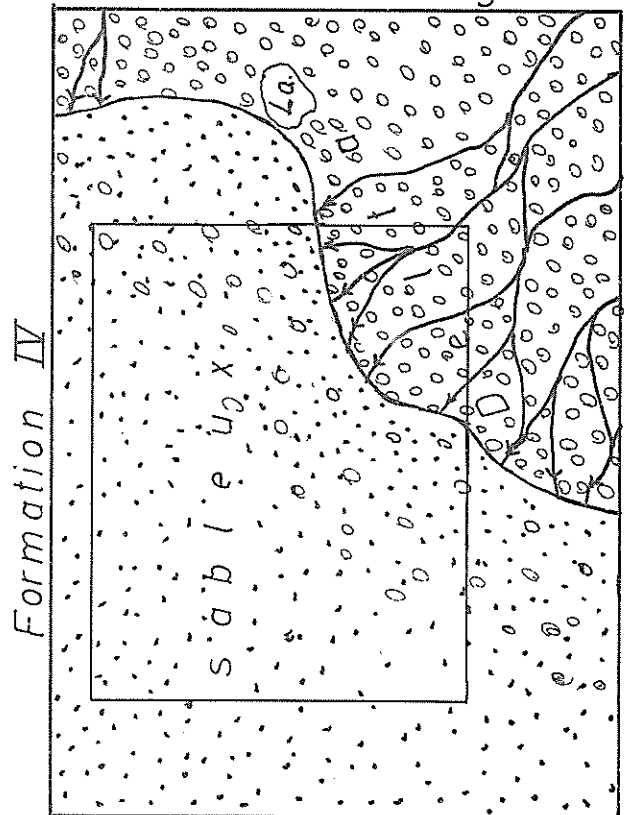


Fig 53

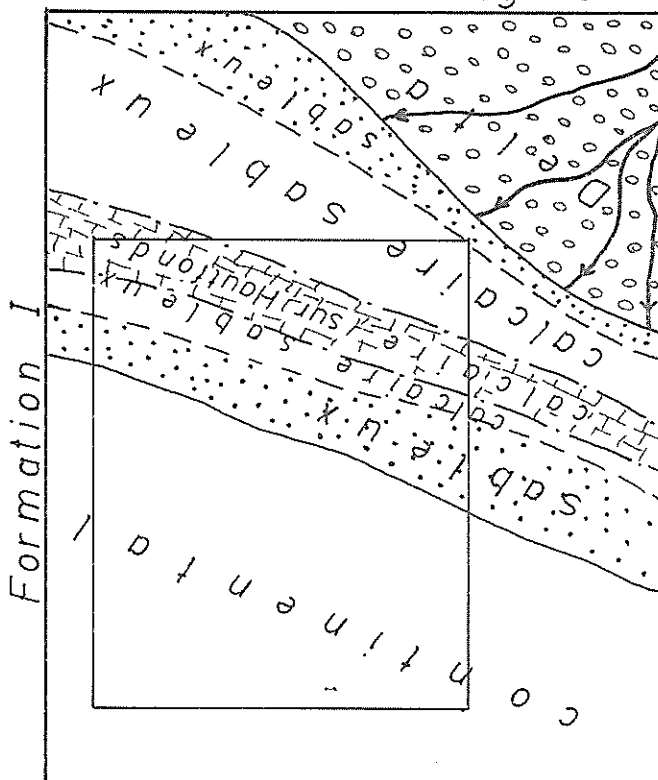


Fig 55

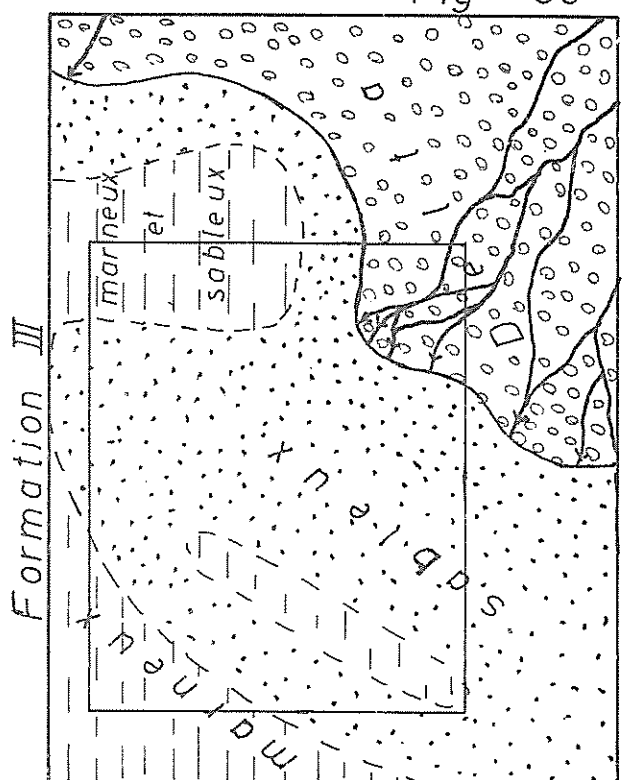


Planche XXX

miocène et développement du Delta de Voreppe

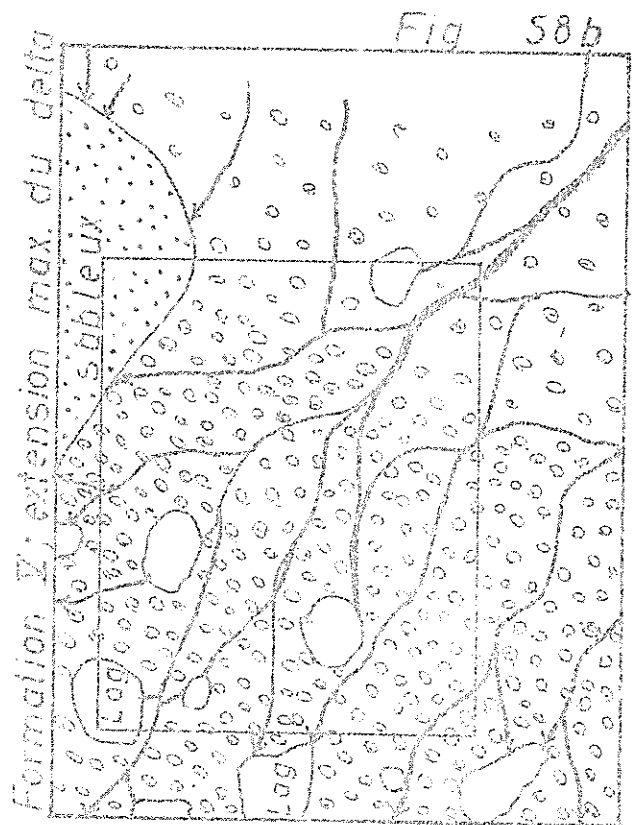
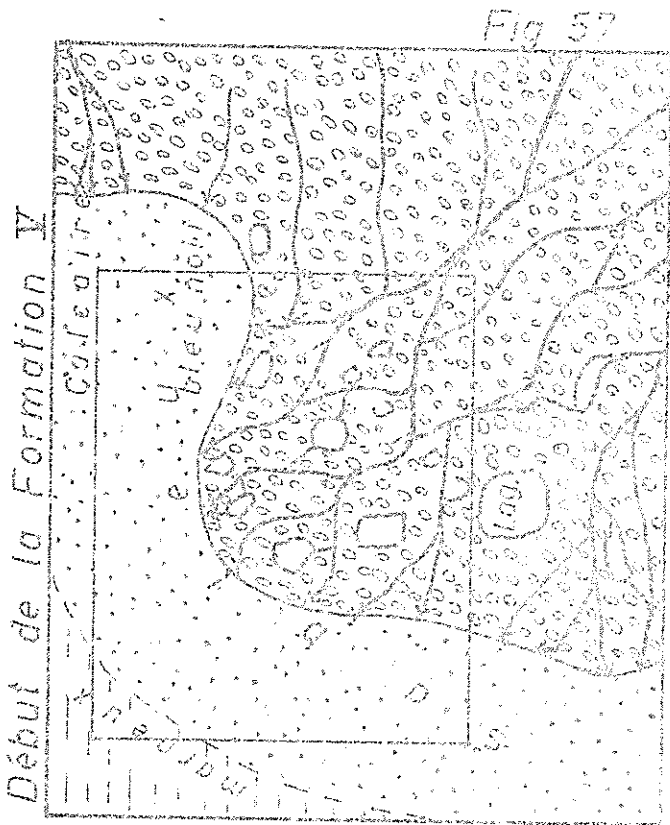
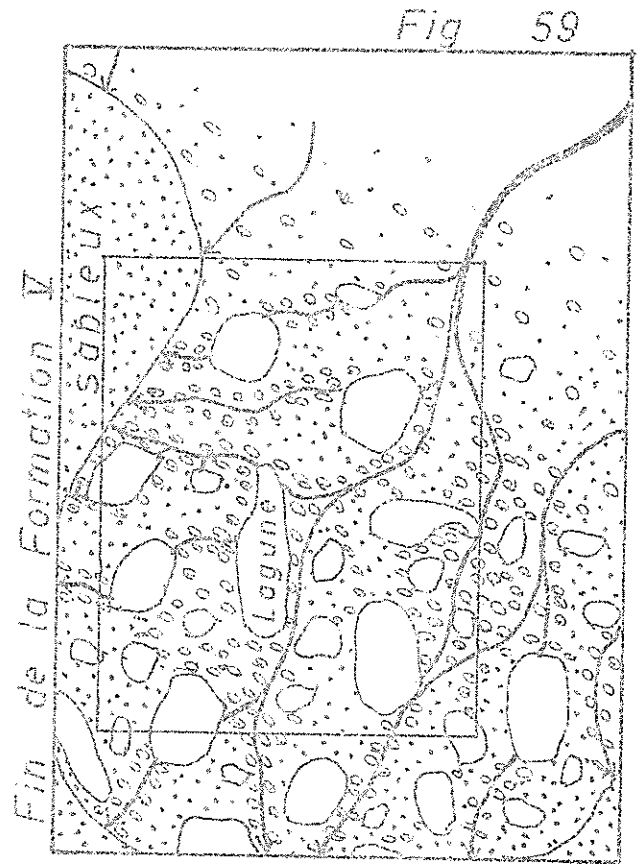
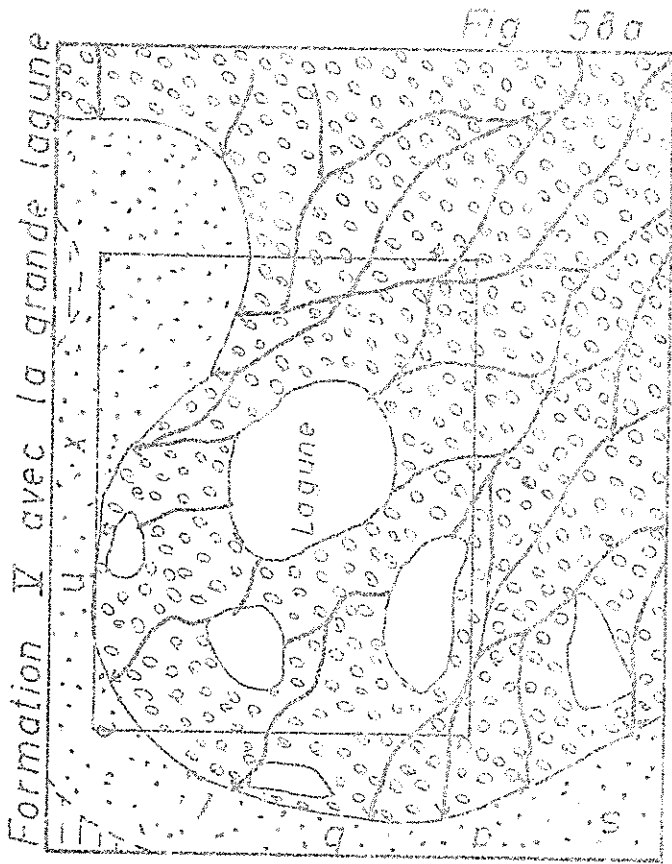
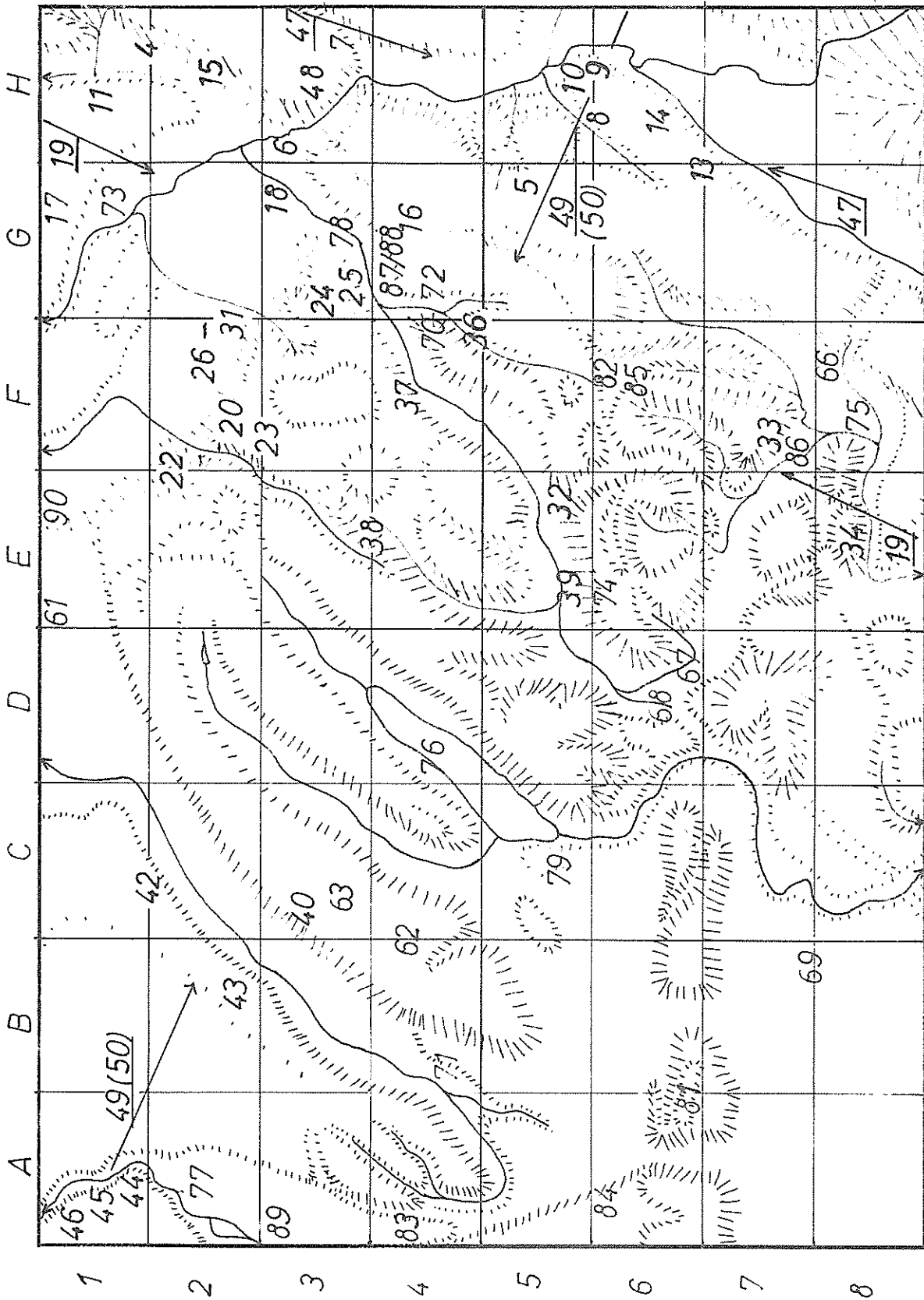


Planche XXXI

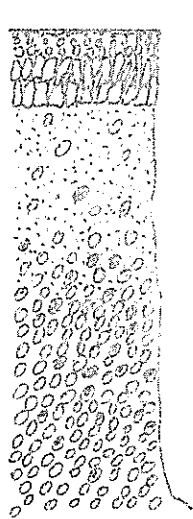
Situation géographique des affleurements et
coupes figurés et quadrillage

Fig 60



Les numéros sur la carte (feuille de Voiron) correspondent aux numéros des figures

Altération des poudingues miocènes observée à la paroi d'un fossé des canalisations des Abrets sur la route Les Abrets - Le Turet.



0 Route

Fig 61

Sol sablo-argileux brun ou jaune d'épaisseur variable (de 1 à 1,5 m) contenant des galets quartzitiques.

1 Conglomérat peu cohérent à galets quartzitiques (50 à 70%), cristallins (10%) et calcaires. Les galets cristallins se désagrègent facilement, les galets calcaires sont en voie de dissolution. Le ciment sableux du conglomérat est gris clair. Les cupules sont rares.

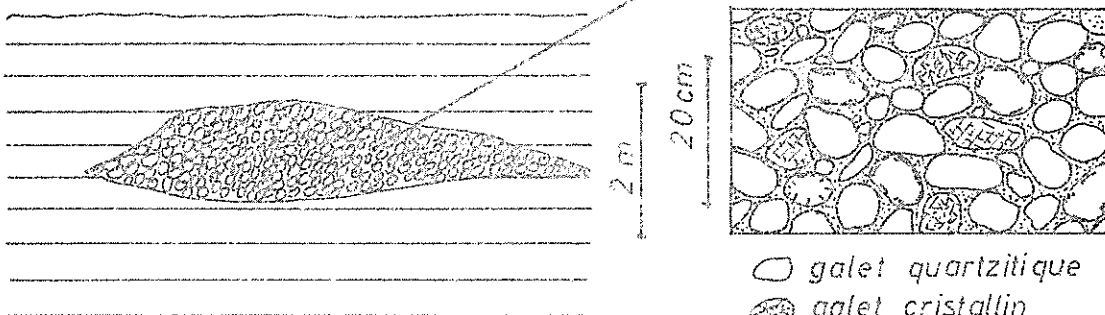
○ galet intact ⊕ galet désagrégé
⊙ galet en voie de dissolution

Altération des poudingues miocènes observée dans la carrière de la Sylve Bénite.

Schéma

Détail

Fig 62

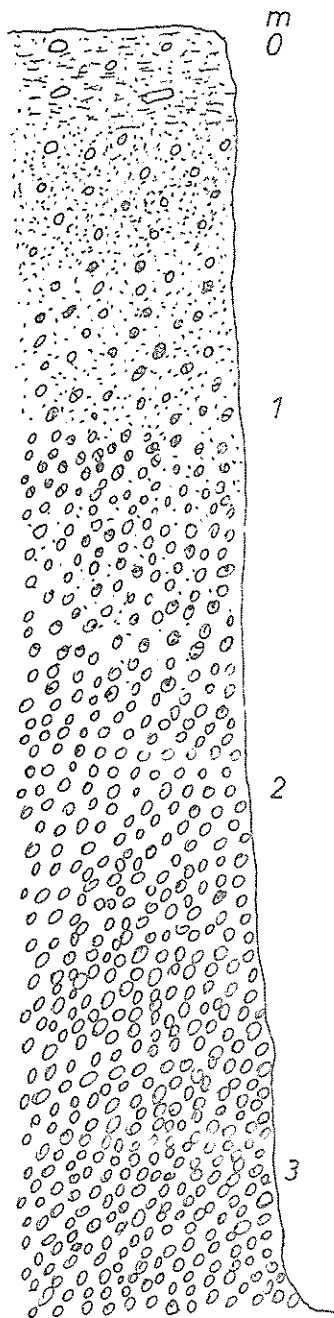


○ galet quartzitique intact
⊕ galet cristallin
⊙ galet calcaire

Marnes miocènes fines jaunes ou rougeâtres litées en bancs de plus de 50 cm d'épaisseur recelant une lentille de poudingues altérés. Le ciment des poudingues est argileux, les galets cristallins sont en voie de désagrégation, les galets calcaires, en partie dissous, se présentent sous forme d'une masse blanche et molle de craie détrempée. Quelques galets calcaires légers n'ont conservé que leur squelette siliceux. Quelques galets cristallophylliens peu altérés. Tous les galets ont gardé leurs contours extérieurs.

Description de l'altération progressive des poudingues miocènes observée à la paroi d'un puits au SE de Virieu (à 1 km au SE de Layat ; hauteur 650 m)

Fig 63



0 Sol à galets quartzitiques de moins de 40 cm de diamètre; quelques galets calcaires et cristallins assez frais.

Sol à g. quartzitiques; absence des g. cristallins et calcaires; quelques g. siliceux; présence exceptionnelle d'un g. de calcaire noir.

Sol à g. quartzitiques; quelques g. cristallins, la plupart désagrégés; absence des g. calcaires.

1 Roche altérée presque à l'état de sol; g. quartzitiques nombreux; g. cristallins en voie de désagrégation; g. calcaires dissous.

Roche détremmée, altérée, sans cohésion. Les galets quartzitiques sont abondants; les g. cristallins sont attaqués; les g. calcaires en majorité dissous.

Roche détremmée, altérée, sans cohésion. Les galets quartzitiques et cristallins sont intacts; les galets calcaires sont attaqués et délavés.

2 Roche détremmée, peu altérée, à éléments intacts

3 Roche-mère, peu altérée, recelant des galets quartzitiques en abondance, des galets cristallins et calcaires en nombre plus réduit et quelques autres éléments plus rares.

○ galet intact

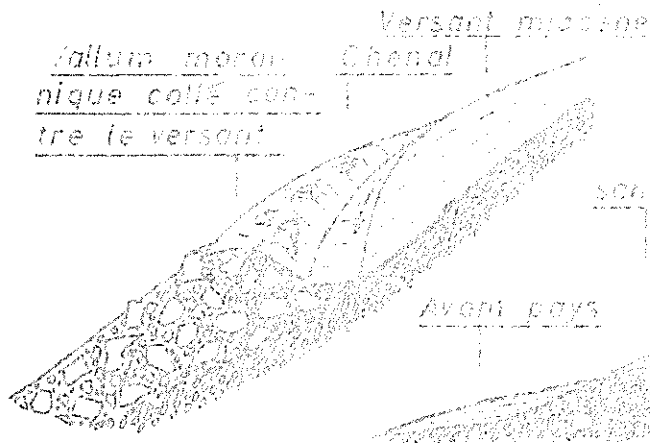
⊗ galet désagrégé

⊙ galet en voie de dissolution

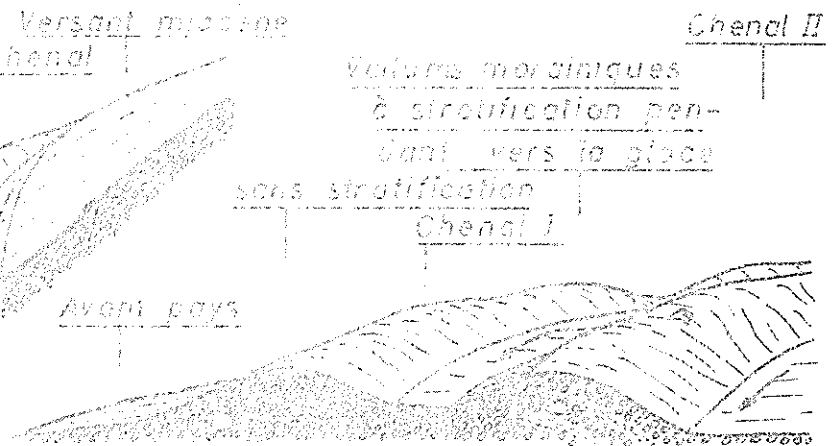
g. = galet

Planche XXXIV

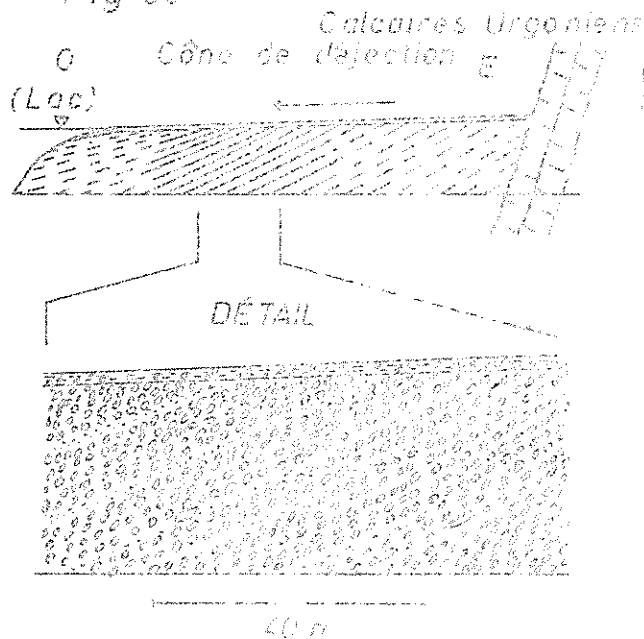
Vallum morainique à matériaux très hétérométriques Fig 64



Vallums morainiques à matériaux peu hétérométriques Fig 65

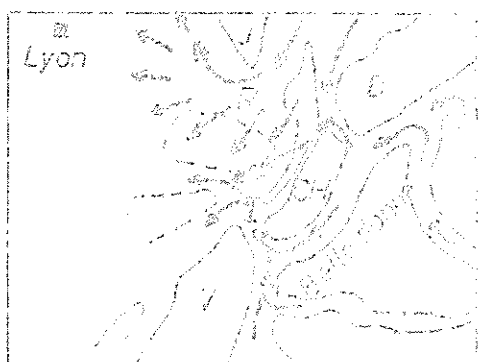


Cône de déjection de St Etienne de Crossey Fig 66



Alluvions de la vallée St Nicolas de M. Chirens près du Gayet Fig 67

Les éléments présentent une stratification imbriquée (pavage légalire)

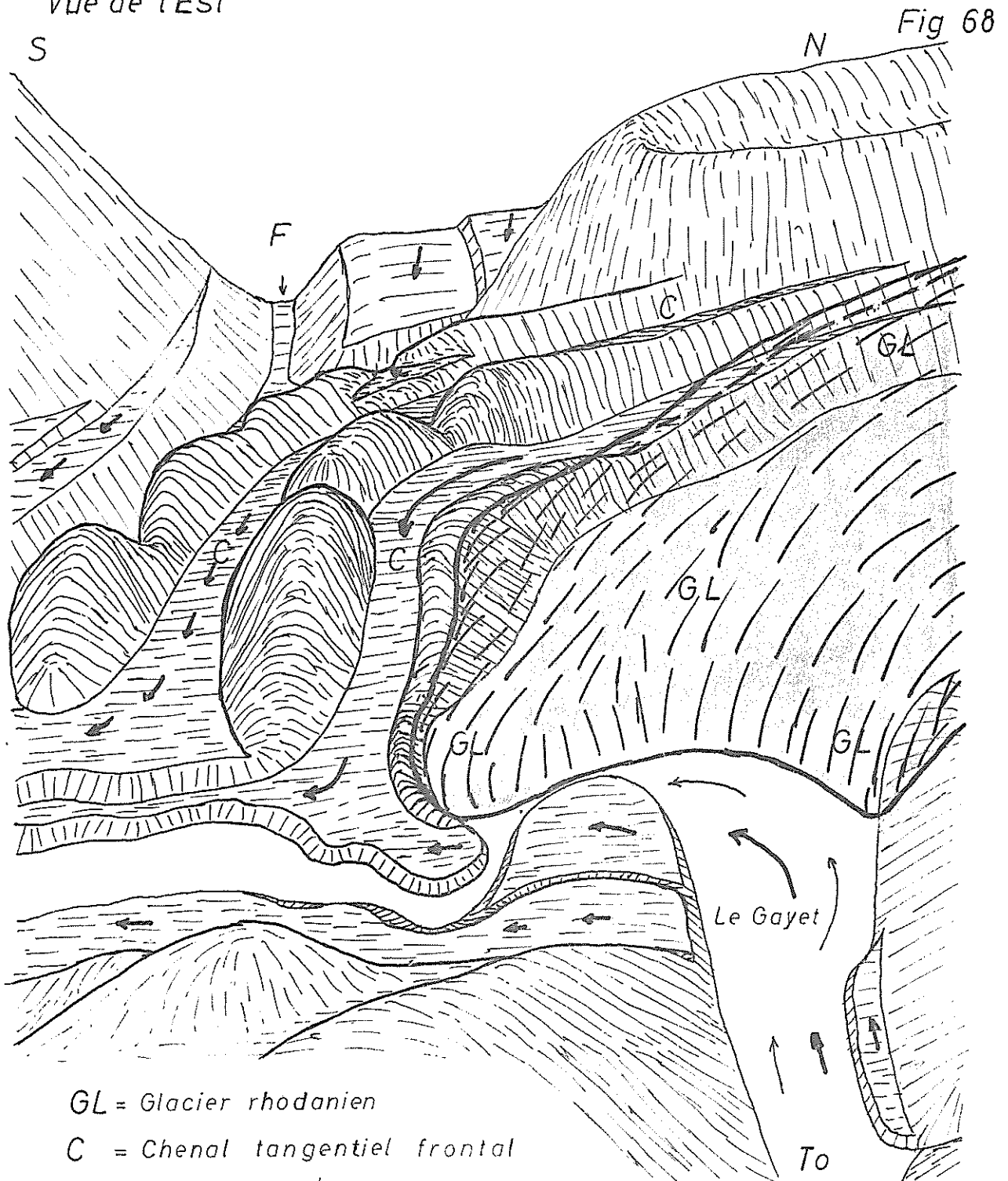


Sens de l'écoulement des masses glaciaires Fig 67a

A = Glacier Rhodanien
 B = Boucles
 C = Charentreuse
 D = Jura
 E = Versors

Langue glaciaire de la vallée de l'Ainan formant
à Chirens les moraines de l'Etape VI

Vue de l'Est



GL = Glacier rhodanien

C = Chenal tangentiels frontaux

To = Torrent de S^t Etienne de Crossey
qui sappe la langue glaciaire

F = Vallée de la Fure

Avant-pays du glacier isérois à l'Etape VII

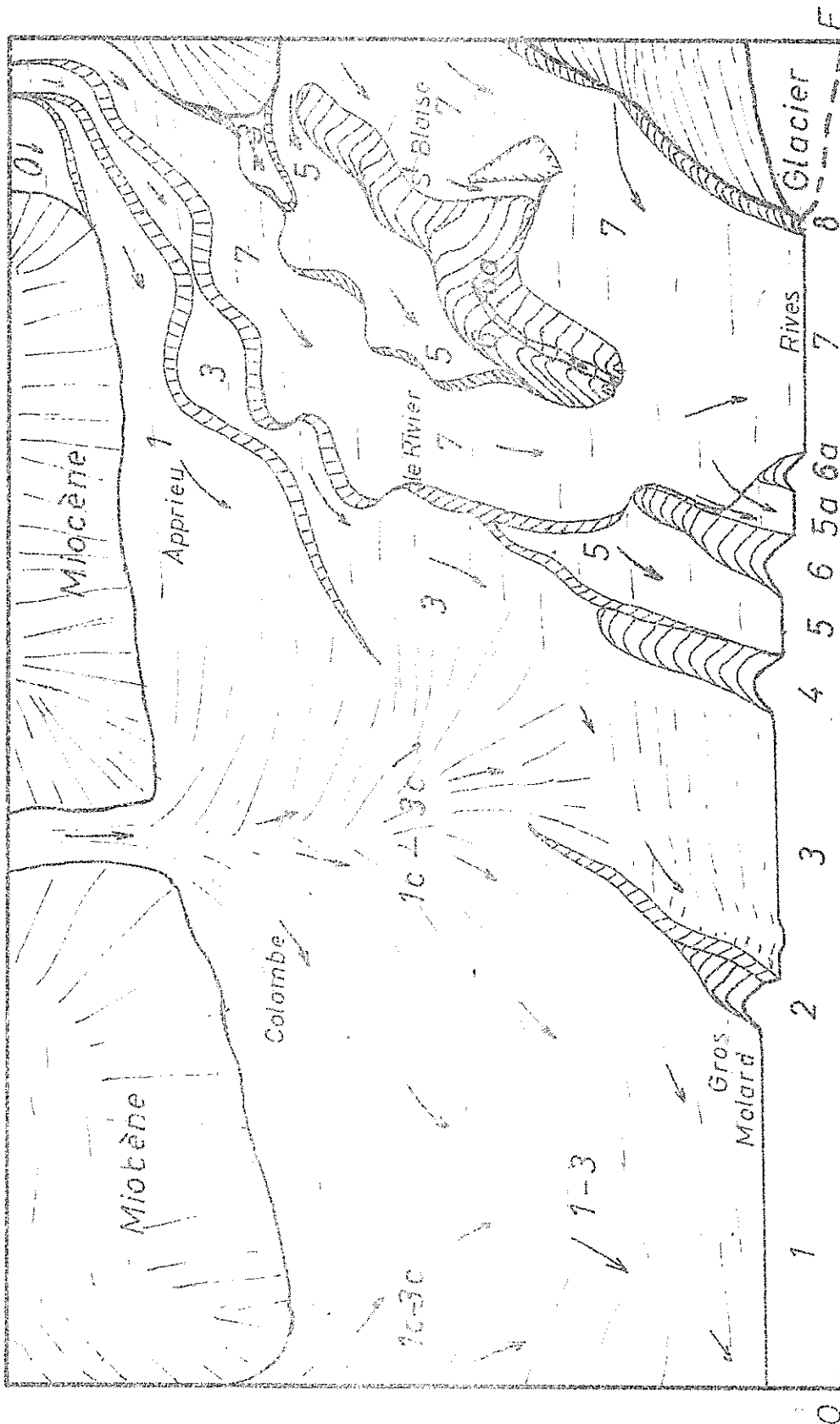
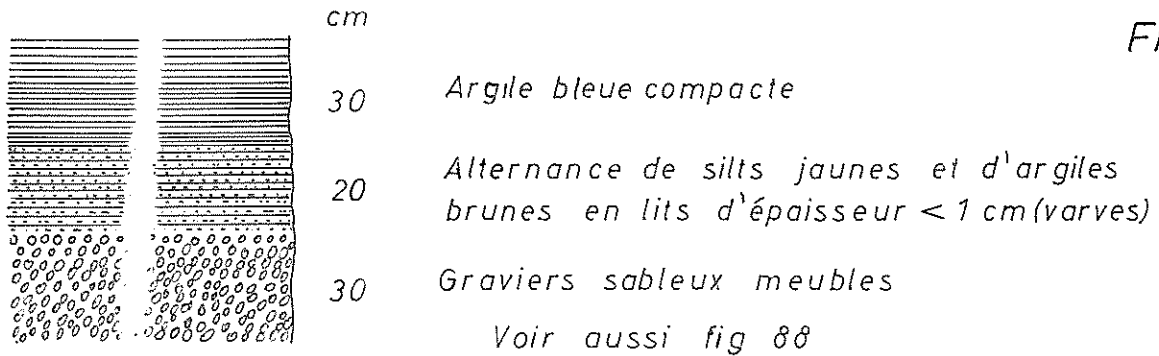
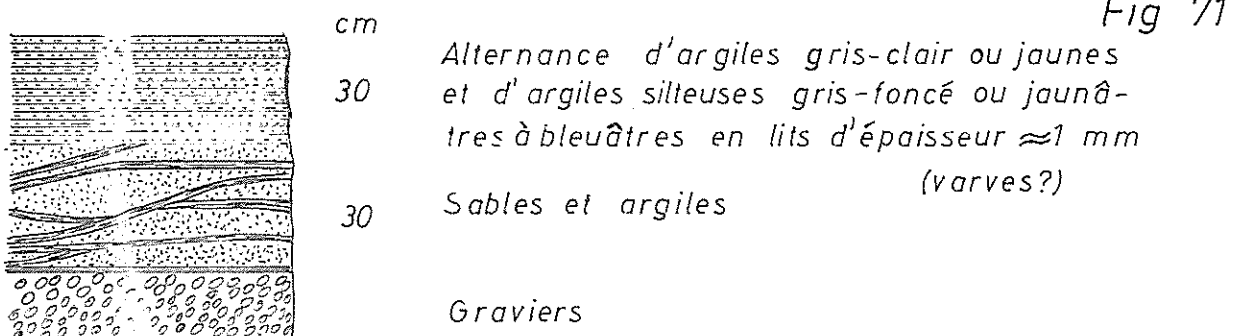


Fig 69
 1+2 = I+II Etape 3+4 = V. Etape 5+6 = VI. Etape 7+8 = Début de la VII. Etape c=cône
 Avant-Pays du Glacier Isérois. Les eaux de fonte du Glacier se déversent encore dans la Bièvre - Valloire par Frère - Jean et Pont-de-Champ à l'ouest de Rives (feuille Grenoble)

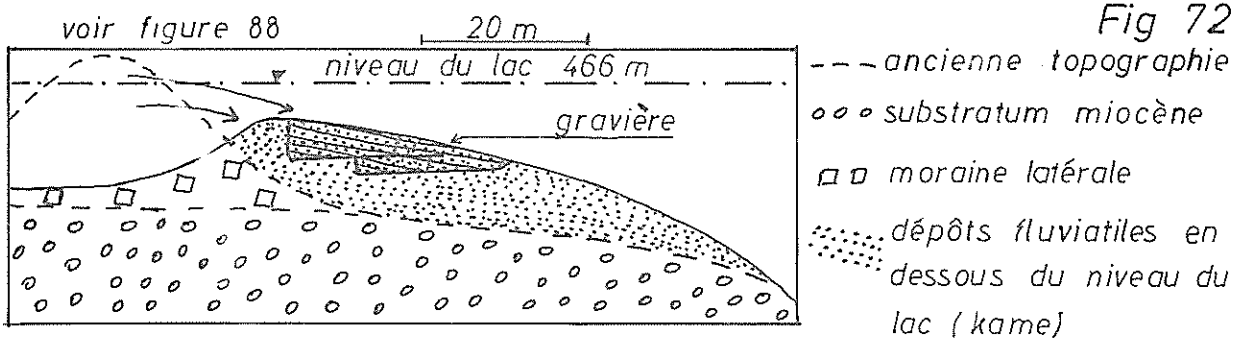
Petit affleurement observé au versant sud de l'Aigue Blanche à 200 m au SE du Fournet au Sud du Donnat révélant des varves.



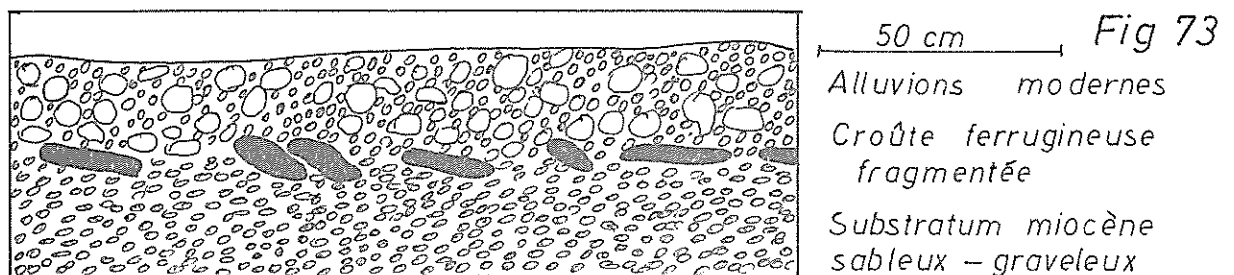
Petit affleurement de varves(?) observé à l'Est de la Rongy au Nord de la Motte.



Gravière du Fournet à 460 m d'altitude.



Gravière près du Bonnard



Moraine de Matfay

Elle retient un petit lac latéral temporaire à la rive concave d'un méandre du glacier

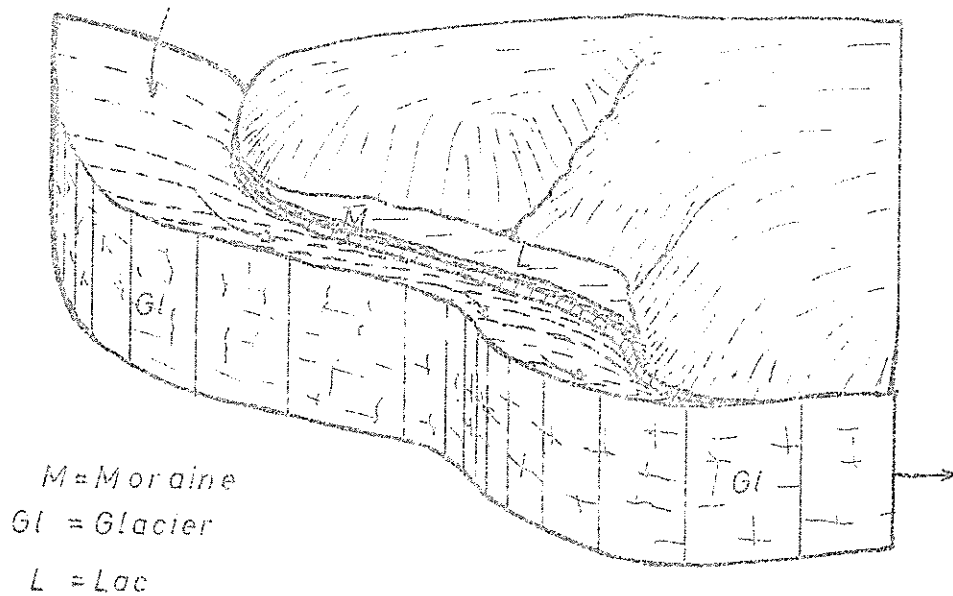


Fig 74

Deux types de stratification dans les dépôts morainiques

Stratification turbulente reconstituée à partir de détails observés dans différents affleurements dont celui du Pontet (2^e gravière)

Stratification lenticulaire observée dans la première gravière située à l'ouest du Pontet

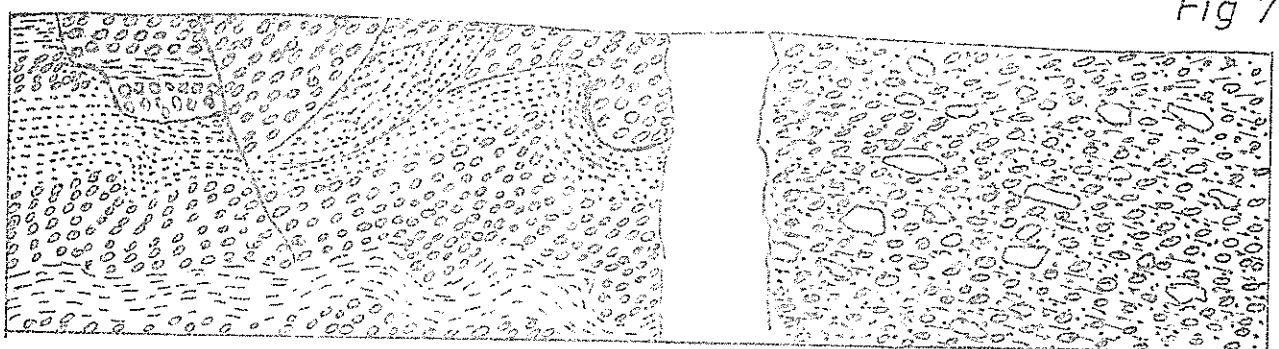
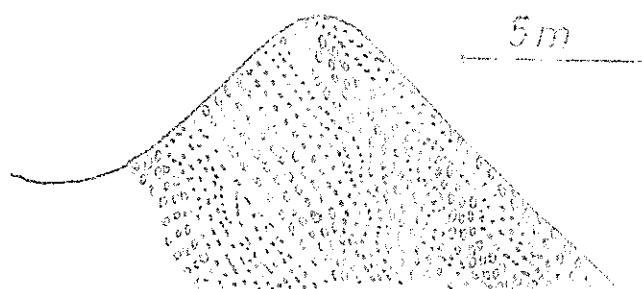


Fig 75

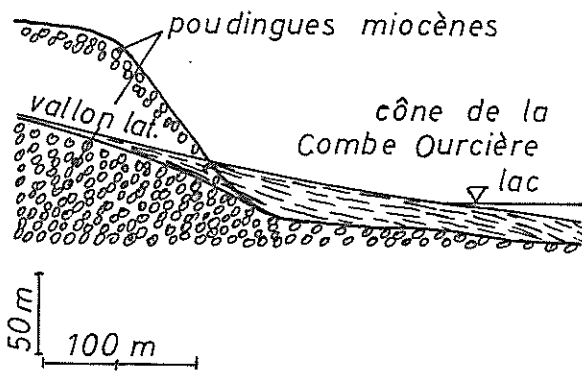


Stratification inclinée vers la vallée principale dans les vallums morainiques latéraux

Fig 75a

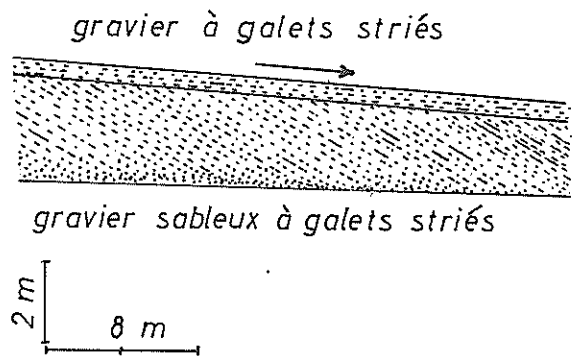
Stratification normale
d'un cône de déjection
exemple: Combe Ourcière
au lac de Paladru

Fig 76



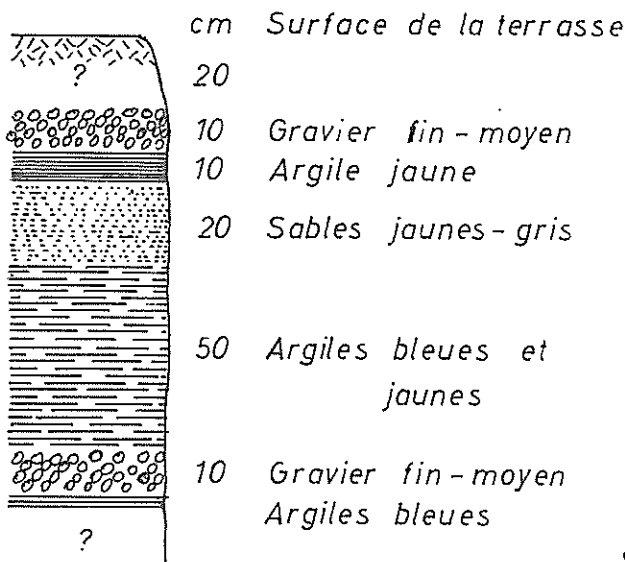
Stratification recoupée
du cône de déjection au
N de Bournand (N de
Doissin) observée dans
une gravière

Fig 77



Alluvions de la terrasse
de l'Ainan 300 m au N
de la Buguière (NW de
Voissant)

Fig 78



Structure de l'éboulis
près du Calvaire de
Charavines

Fig 79

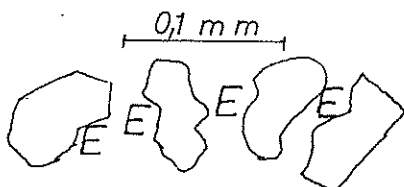
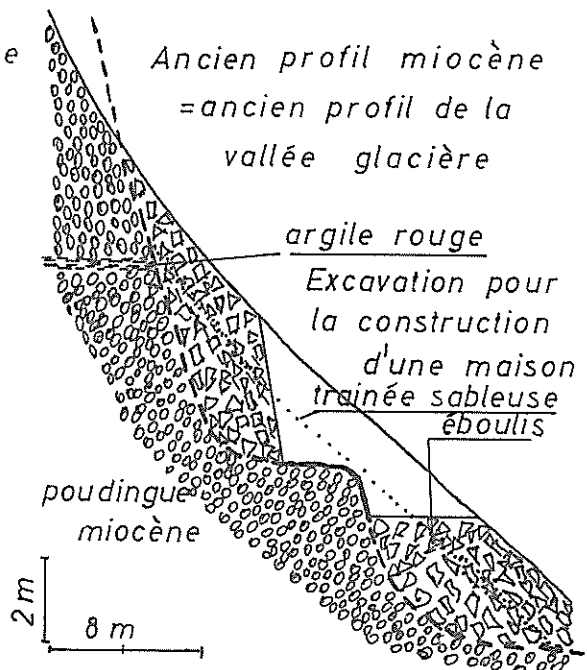
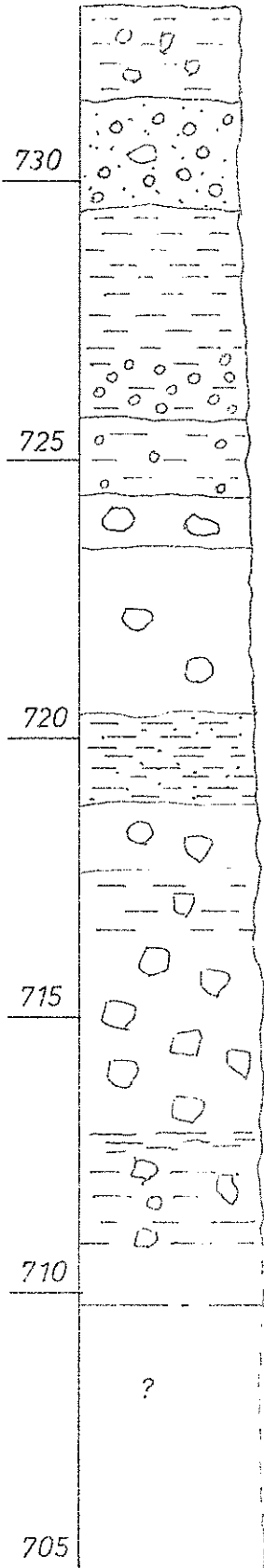


Fig 79a E=Encoches dans les grains de sable (éolien?) près de la Gaité

Carrière de la Sylve Bénite près du Pin,

Steinfatt 3 1974



Moraine argileuse à galets peu altérés, striés

Moraine argileuse à galets peu altérés, striés, parfois décalcifiés

730

Argiles gris-verdâtre, compactes à stratification horizontale

à la base avec quelques gros galets

725

Moraine argileuse brune avec peu de galets

Moraine à blocs et galets décalcifiés

Moraine argileuse avec quelques gros galets altérés, décalcifiés l'argile est rubéfiée

720

Argile sableuse gris-jaunâtre ou verdâtre, rubéfiée par taches à la base très brune

Moraine à gros galets cristallins très altérés

Moraine argileuse brun noir

715

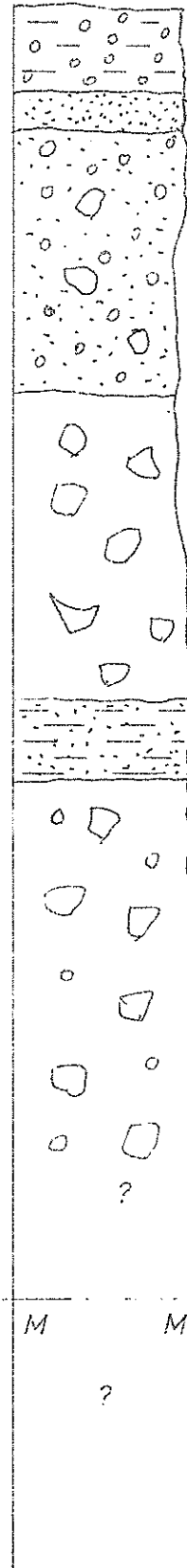
Moraine argileuse à galets et blocs ; altérée dans sa masse

Taches argileuses gris-foncé

Moraine argileuse à galets et blocs ; altérée dans sa masse

710

Monjuvent 1971



Matériel argileux et caillouteux (soliflué) Sable rubéfié

Moraine peu altérée, à galets calcaires striés, très nombreux, petits blocs, cristallin et matrice fine claire et calcaire (Riss?)

Moraine à gros blocs siliceux et cristallins, très altérée, jaune, rubéfiée, décalcifiée

Argile sableuse, brun-rougeâtre

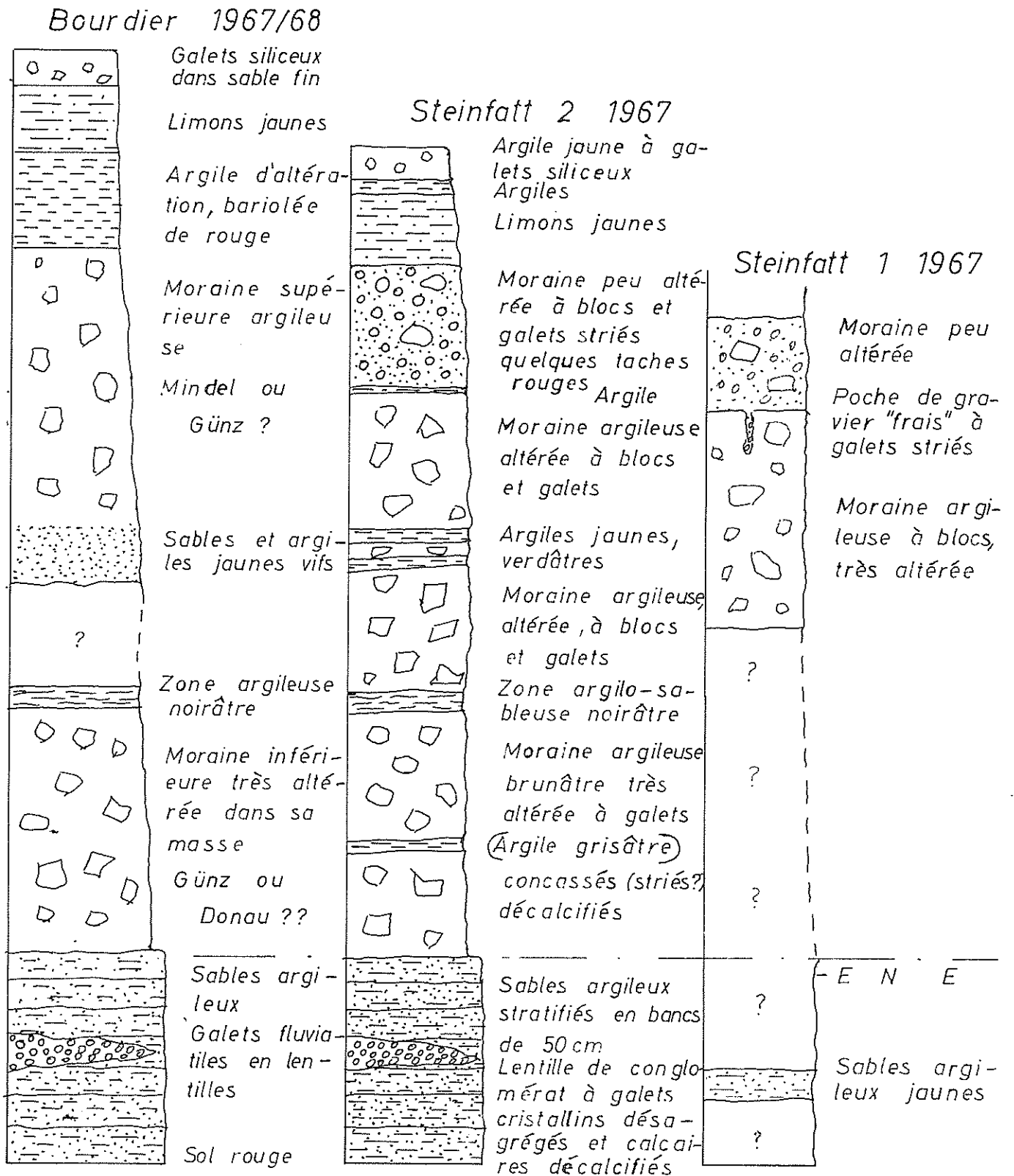
Moraine très argileuse, très rubéfiée et décalcifiée, à petits galets siliceux

S U B S T R A T U M M I O C -

?

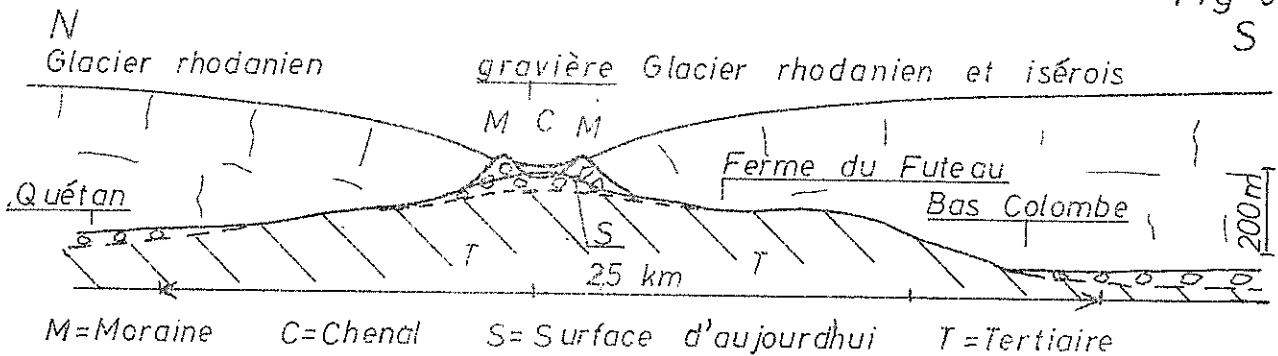
?

705



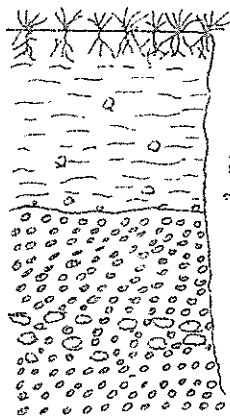
Les langues glaciaires au Futeau à l'étape antéwuerm.

Fig 81
S



Coupe dans la gravière au flanc de la terrasse des Viviers des Chartreux

Fig 82



Argile sableuse brunâtre avec quelques galets peu désagrégés, peu décalcifiés
 Gravier fin, \varnothing 1 à 4 cm gris-verdâtre
 Gravier plus gros 15 cm
 Gravier fin gris-vert.

Coupe dans la tranchée de l'autoroute Lyon - Grenoble à l'ouest de Vaux

Fig 83



Moraine graveleuse gris-clair
 Horizon argileux graveleux brun avec restes de bois. Les galets sont peu altérés.
 Moraine peu jaunâtre, graveleuse, argileuse

Gravière près de la B.^{ne} 574 du Bois Gaillard au SO de Chabons

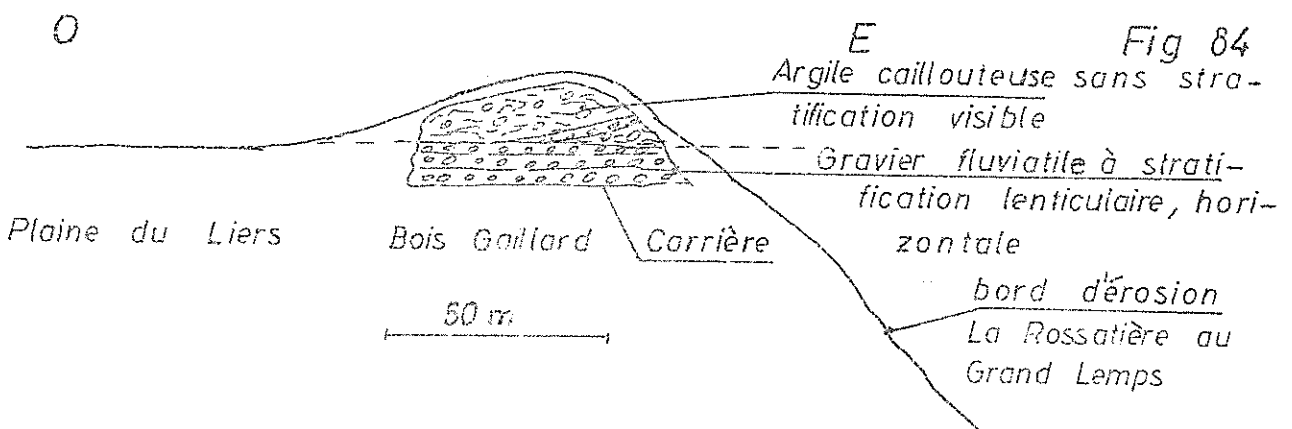
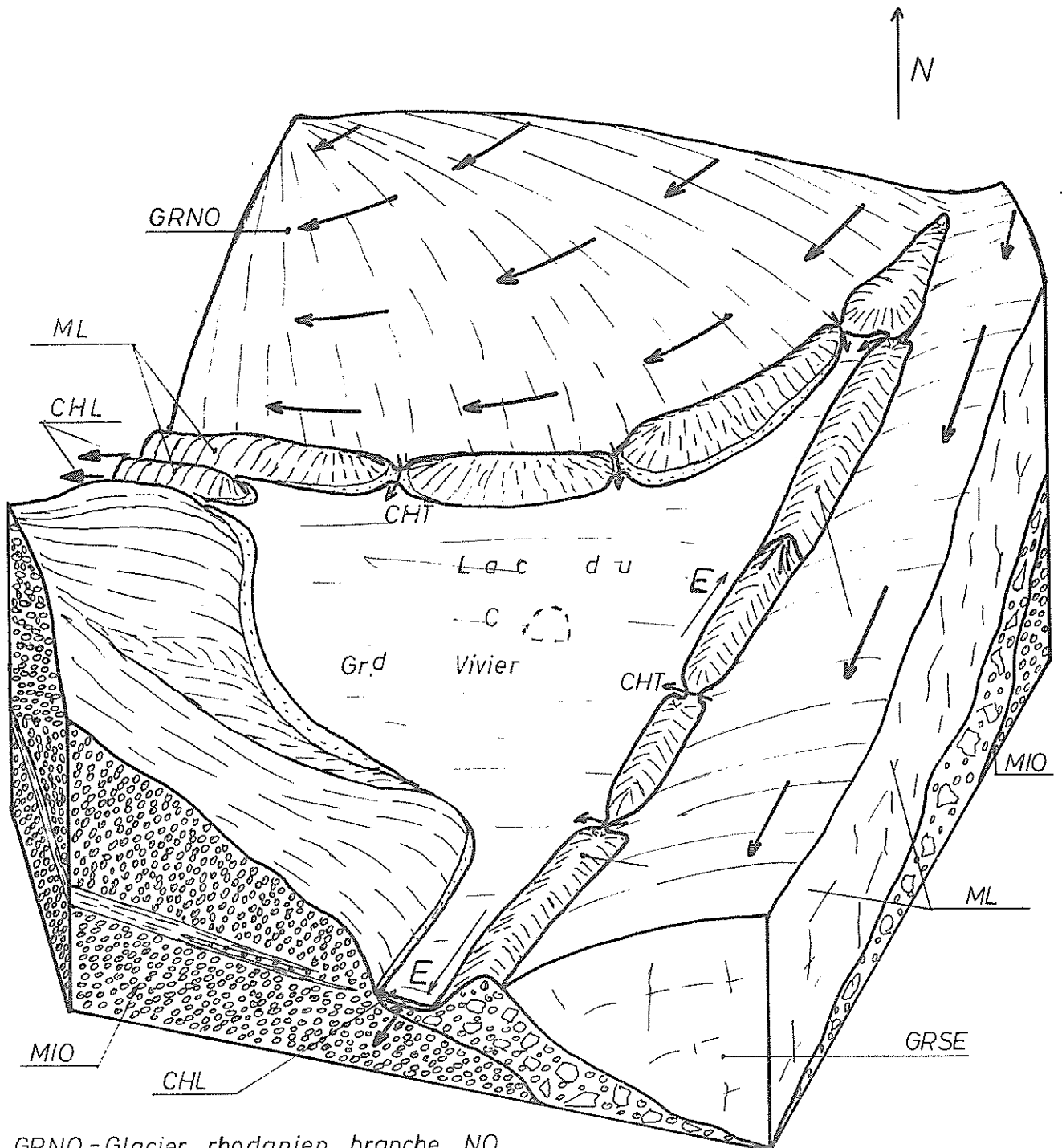


Planche XLII

Reconstitution du Lac du Grand Vivier à l'Etape IV encadré par les moraines du glacier rhodanien Fig 85



GRNO = Glacier rhodanien branche NO

GRSE = Glacier rhodanien branche SE

ML = Moraine latérale

E ↔ E = Moraine disparue aujourd'hui

CHL = Chenal longitudinal (sortie du lac)

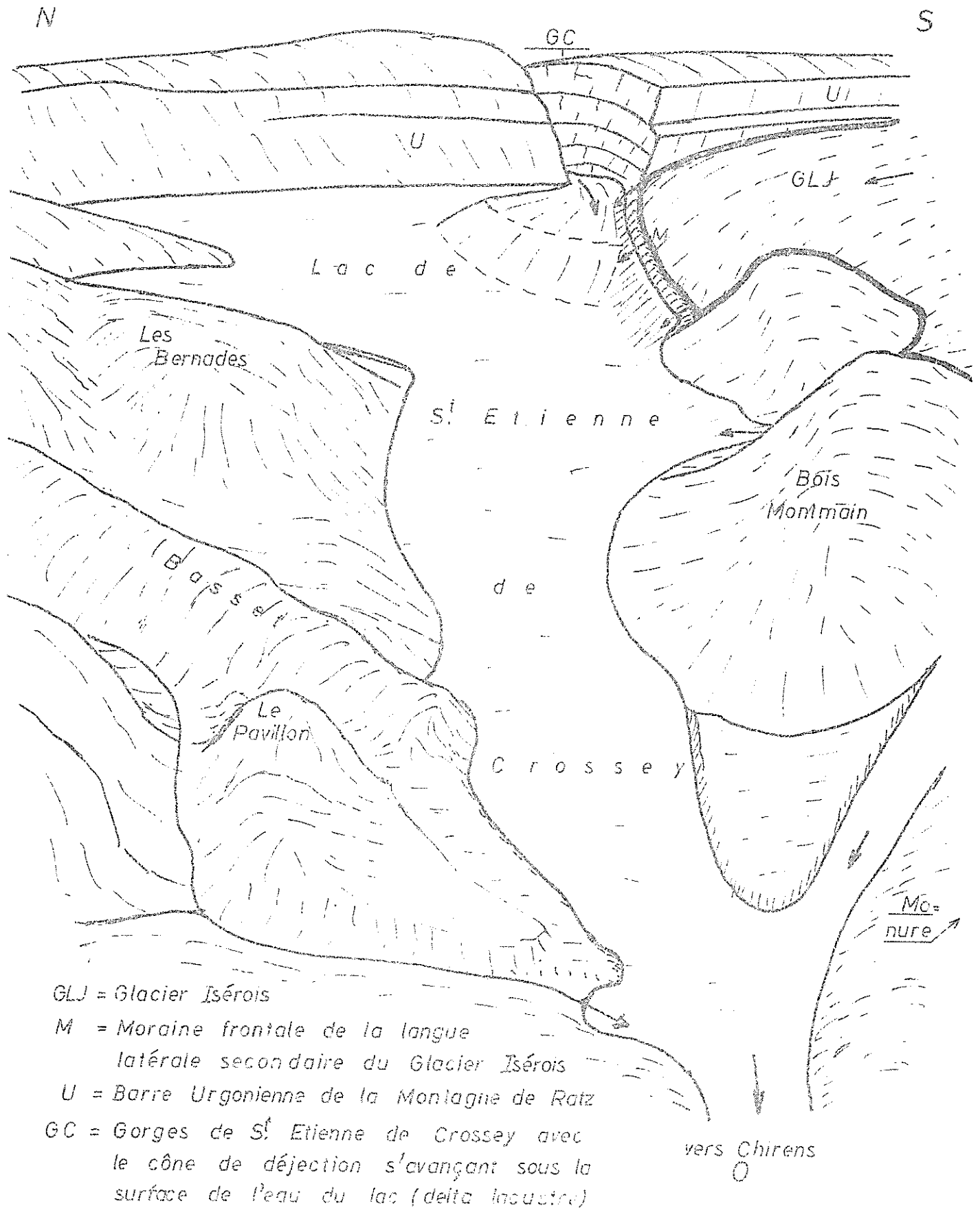
CHT = Chenal transversal (alimentation du lac)

MIO = Substratum miocène

← = Direction d'écoulement de la glace

C = Carrière d'aujourd'hui

Cône de déjection à la sortie des gorges sous les
eaux du lac de S^t Etienne de Crossey Fig 86



GLJ = Glacier Isérois

M = Moraine frontale de la langue
latérale secondaire du Glacier Isérois

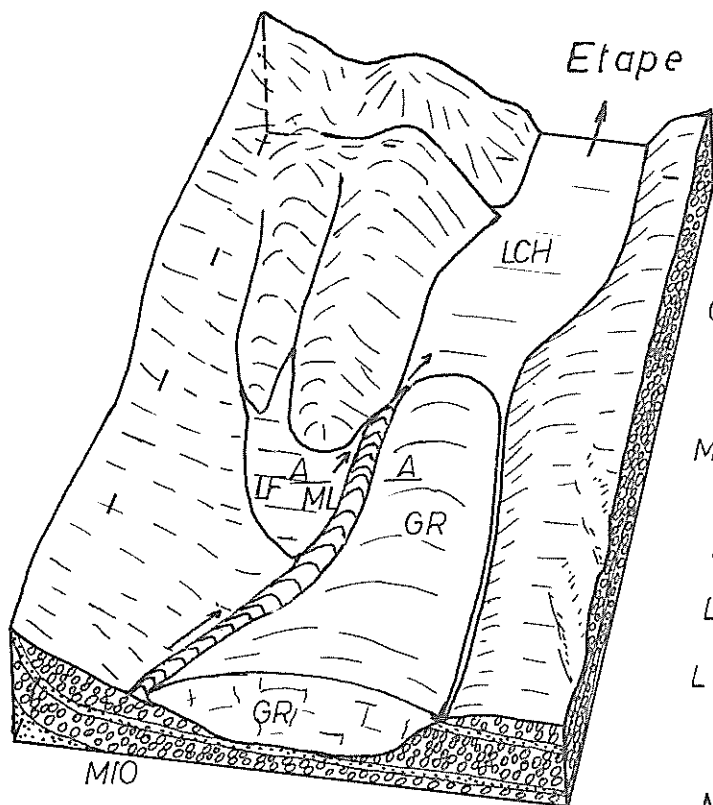
U = Barre Urgonienne de la Montagne de Ratz

GC = Gorges de S^t Etienne de Crossey avec
le cône de déjection s'avancant sous la
surface de l'eau du lac (delta lacustre)

vers Chirens
O

Reconstitution du paysage glaciaire de la vallée de l'Ainan près de la Pâle à l'Etape Xa et Xb

Fig 87



GR= Langue glacière rhodanienne remontant la vallée de l'Ainan
 ML= Moraine latérale du Fournet
 K= Kame du Fournet
 LF= Lac latéral du Fournet
 LCH= Lac de Chirens devant le front glaciaire
 MIO= Substratum miocène

V= Dépôts lacustres (varves)

→ Sens de l'écoulement des eaux

Etape Xb

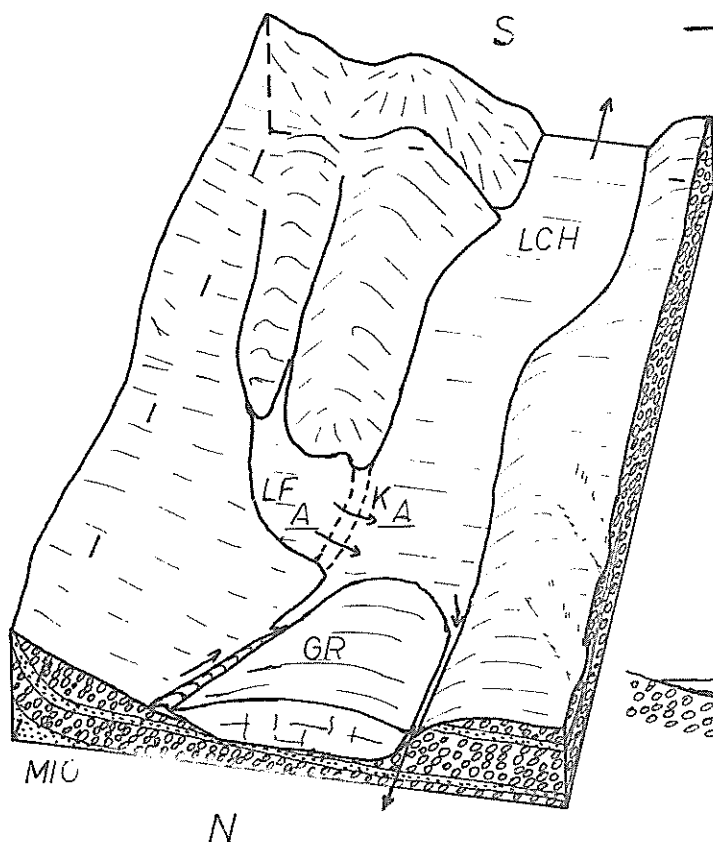


Fig 88

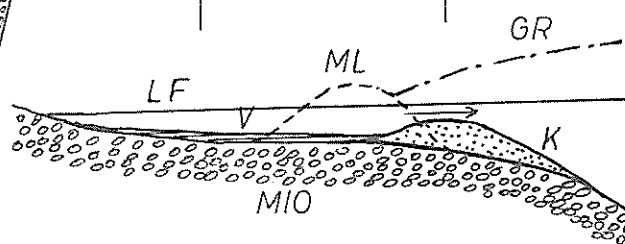
COUPE A-A

Etape a est dessinée en traits interrompus

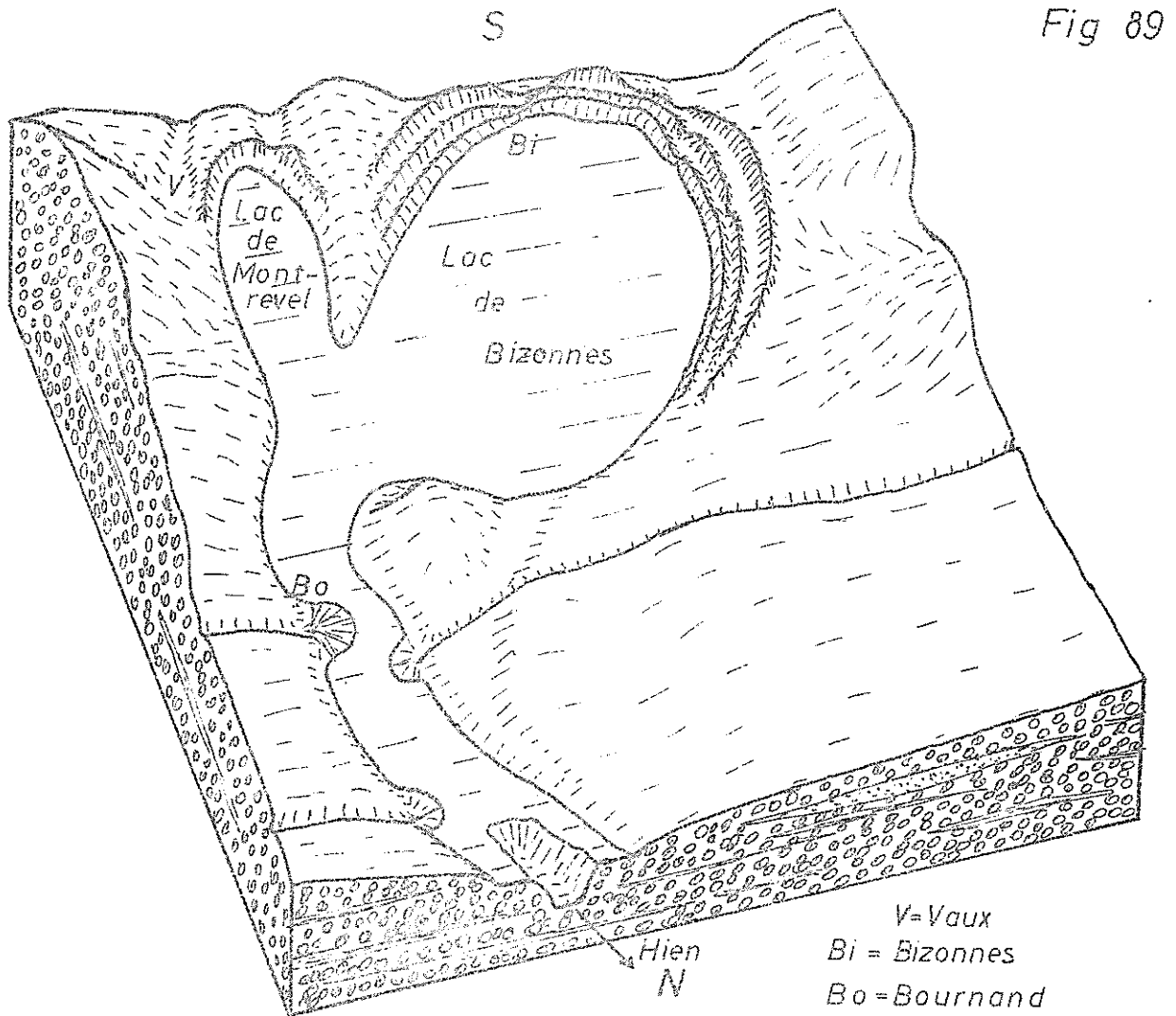
Voir aussi:

fig 70

fig 72

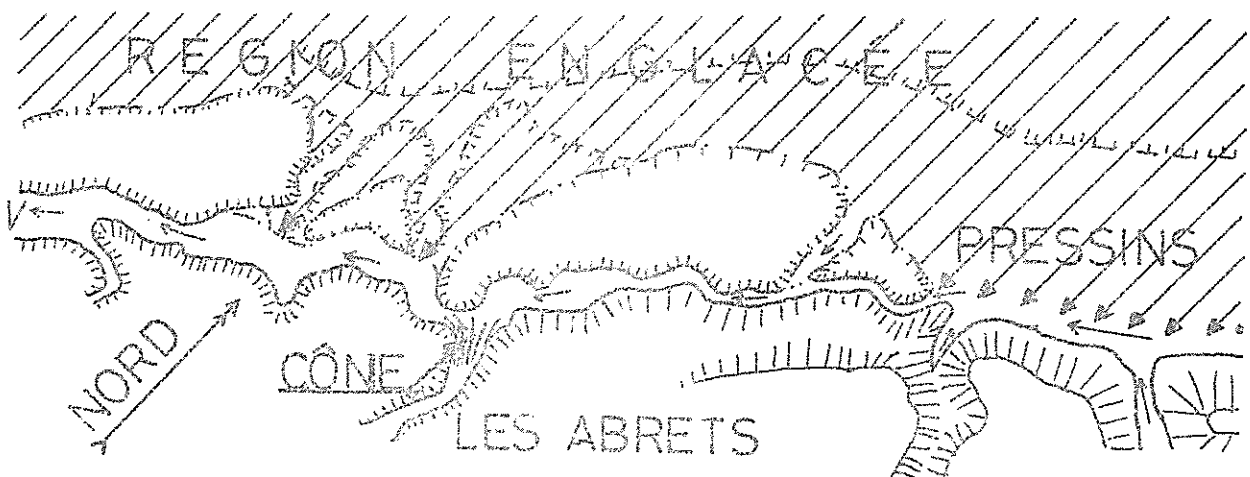


Lac de Bizonne et cône de déjection de Bournand à l'Etape

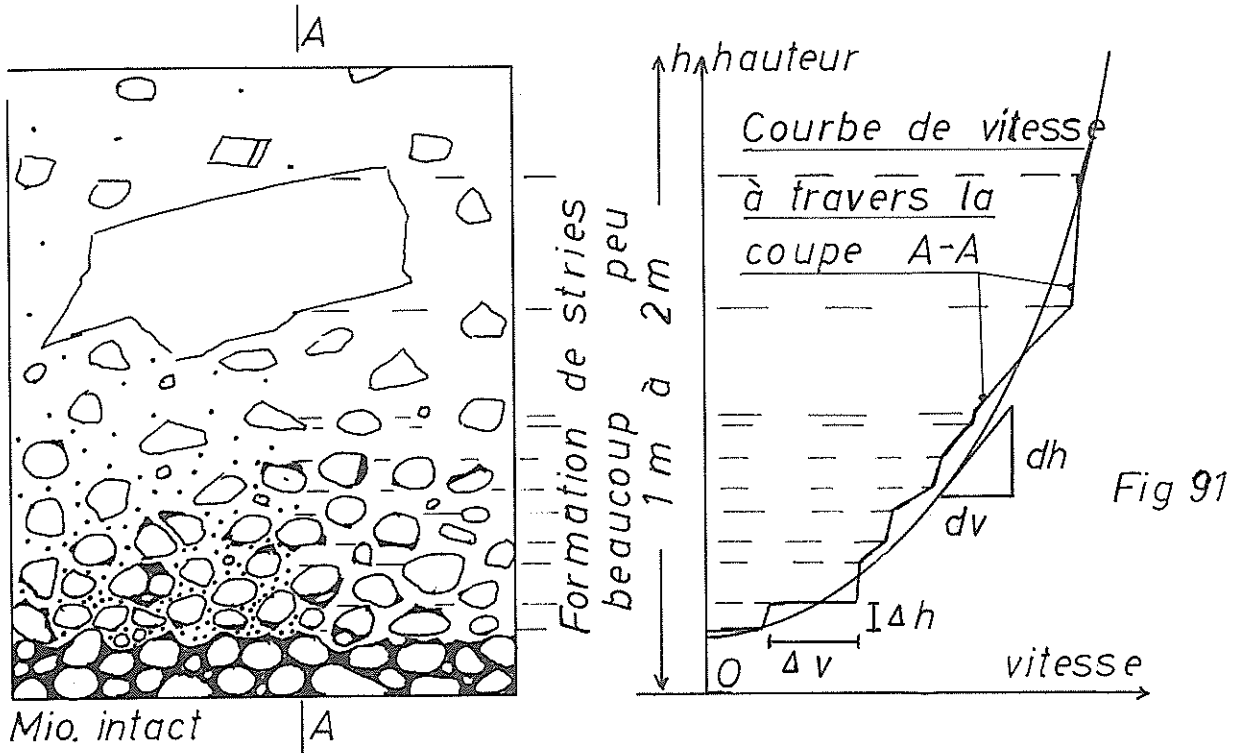


Ancienne vallée de Pressins à la plaine de la Vallière bouchée par le cône de déjection du Beurrier
V=Vallière

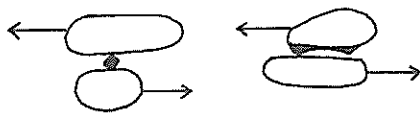
Fig 90



Formation des stries à la base de la masse glaciaire



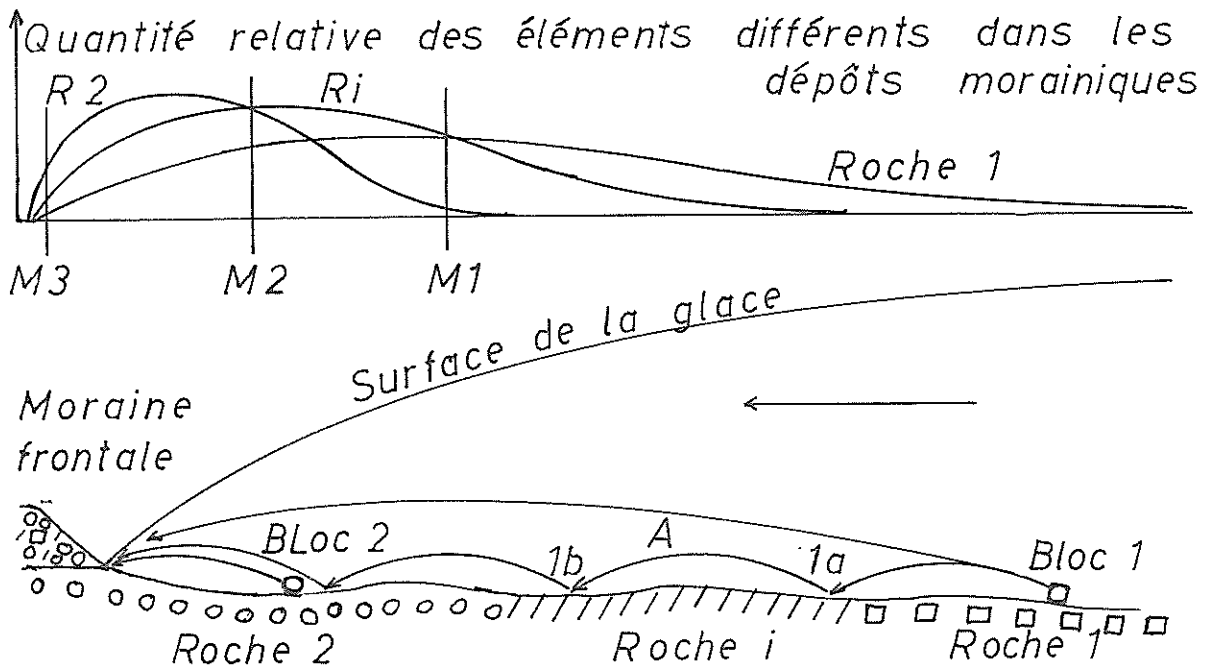
Dispersion et transport des éléments détritiques dans la masse glaciaire



Essai de striation avec un grain de sable ou un ciment sableux adhérent au galet Fig 92



Transport des matériaux morainiques

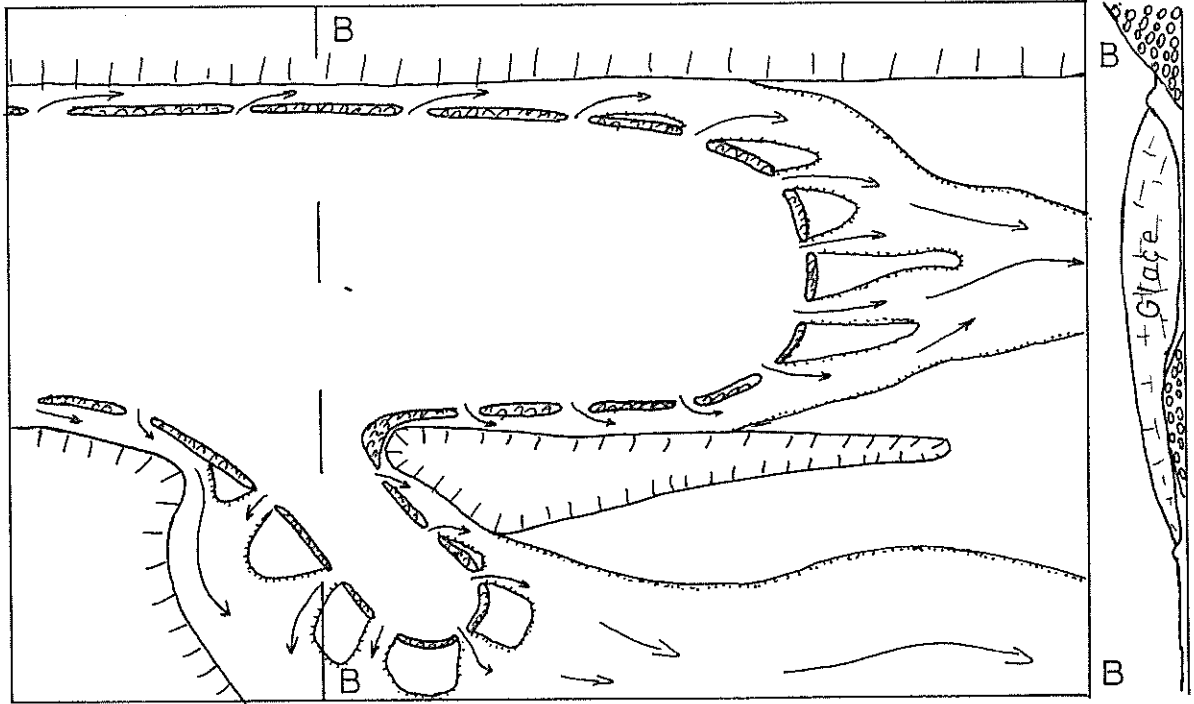
Fig 93



Système moraine-chenal marginal fondamental

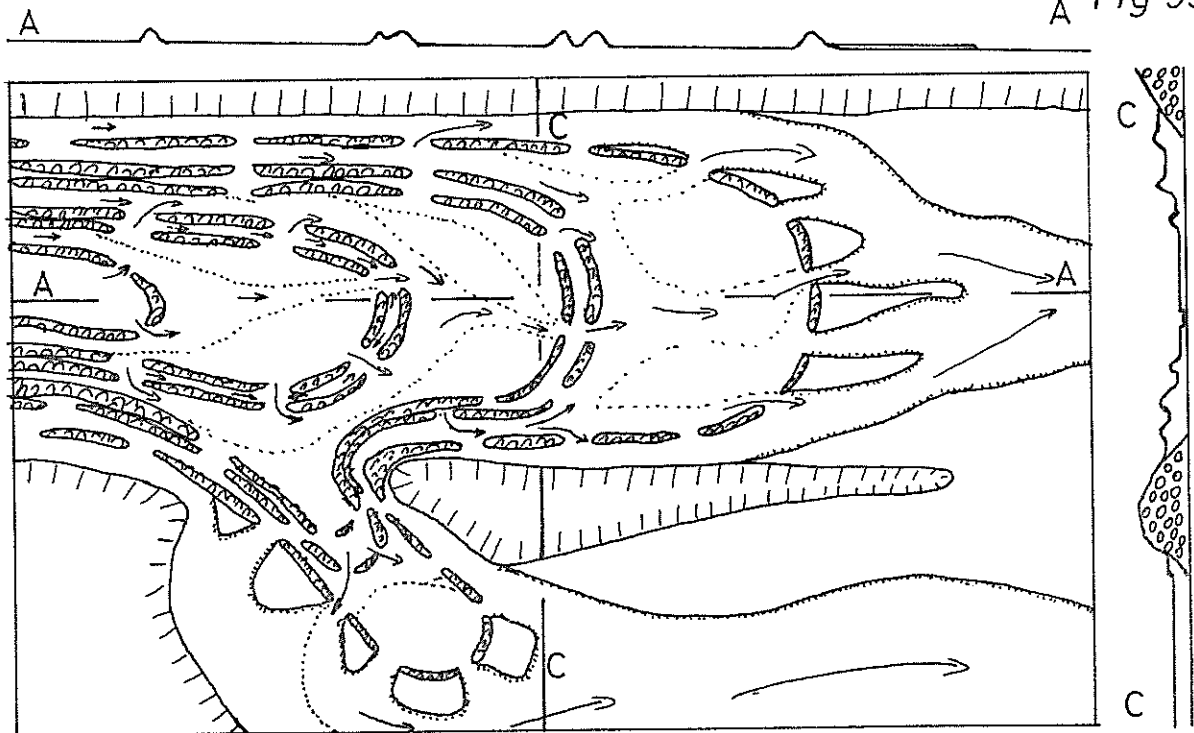
Fig 94

||||| Flanc de montagne  vallum morainique  bord de terrasse

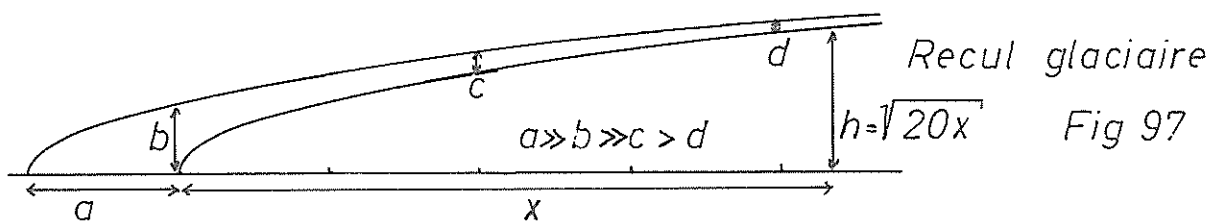
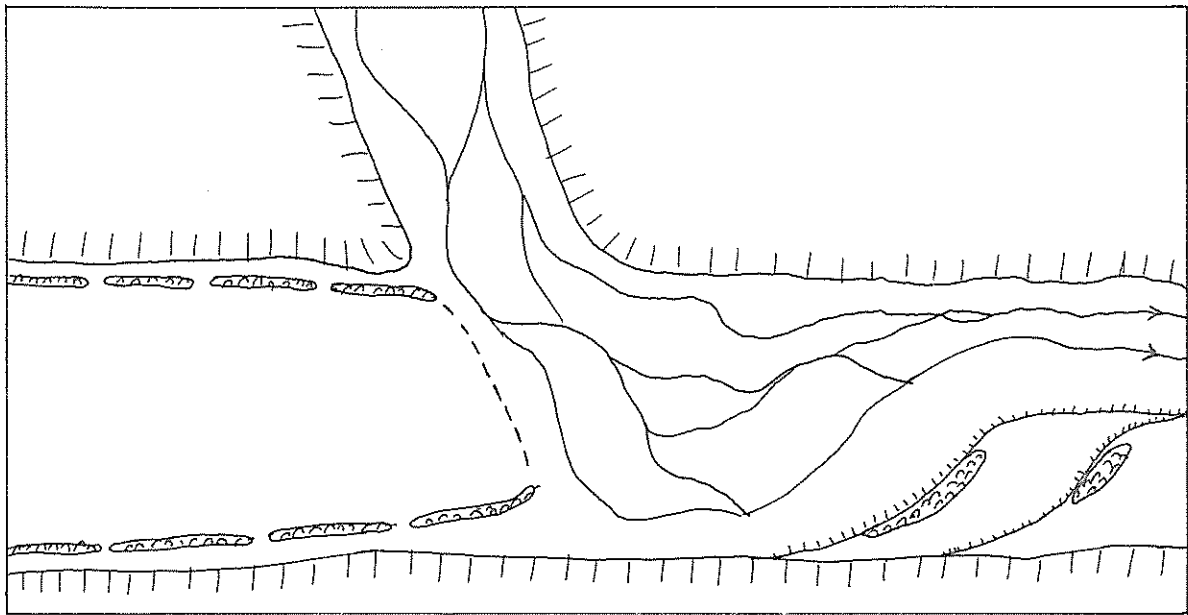


Système marginal développé.

A Fig 95

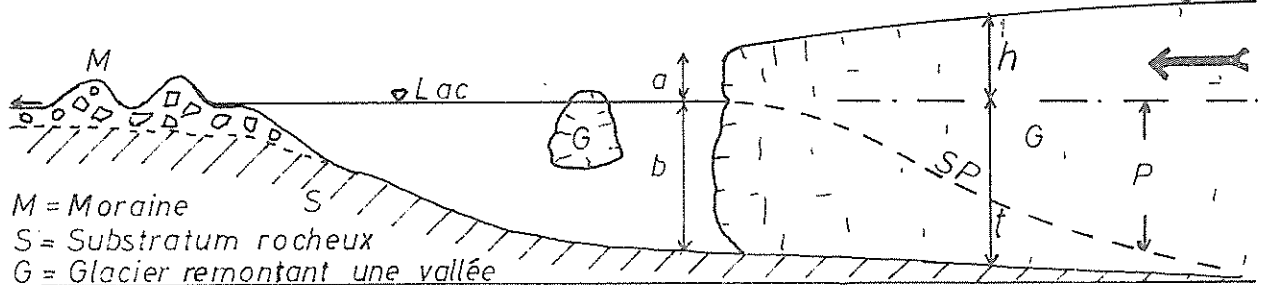


Variations du système marginal en fonction des eaux d'une région non englacée Fig 96



Formation d'un lac entre un seuil et la langue glaciaire remontant une vallée en contre-pente

Fig 98



M = Moraine

S = Substratum rocheux

G = Glacier remontant une vallée

Dans la vallée de la Bourbre $a = 10 \text{ à } 20 \text{ m}$; $b = 80 \text{ à } 120 \text{ m}$

P = Perte de charge SP = Surface piézométrique

Creusement des chenaux tangentiels près du front glaciaire

S = Surface du glacier

M_a = Fin de moraine latérale au temps a

C = Cône

CH_a = Chenal au temps a

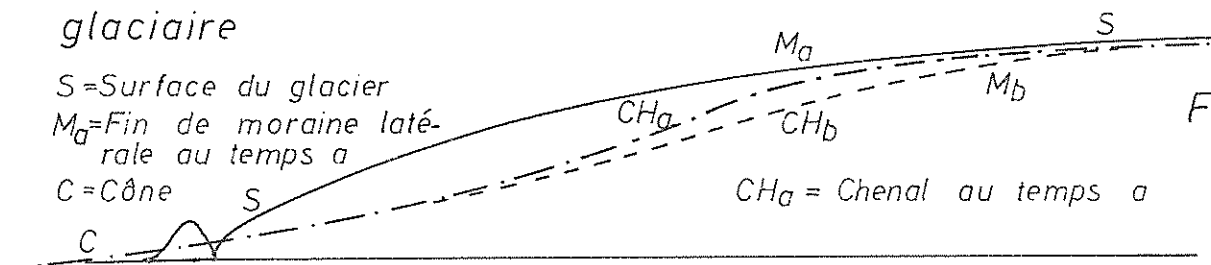
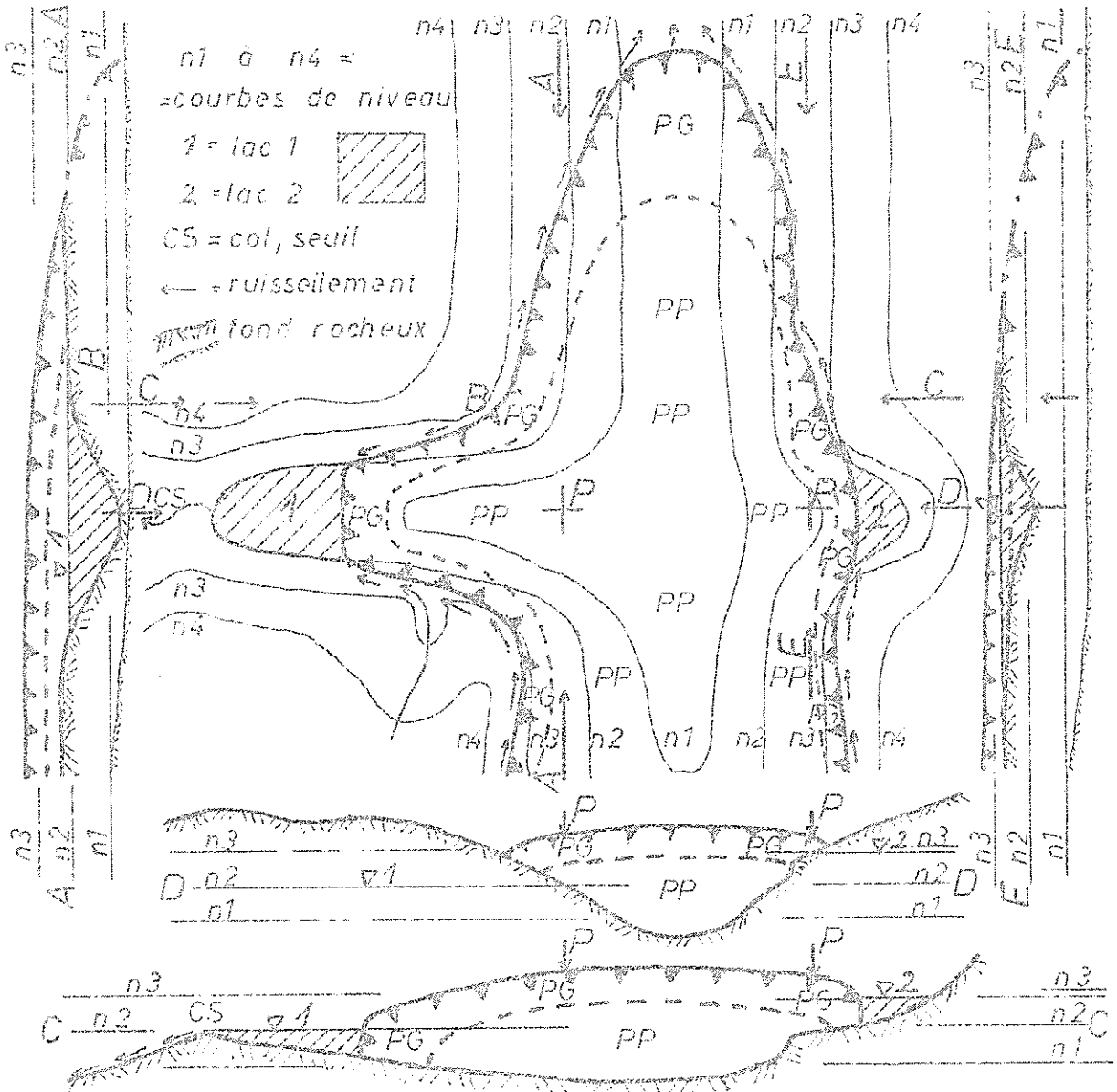


Fig 99

Langue glaciaire principale et secondaire

Formation d'un lac latéral et frontal. Perméabilité du glacier



▲ Bordure du glacier / petite (grande) perméabilité - PP (PG)
 B - Barrage glaciaire P - Point de confluence A, C, D, E - coupes

Puissance des moraines en bordure du glacier

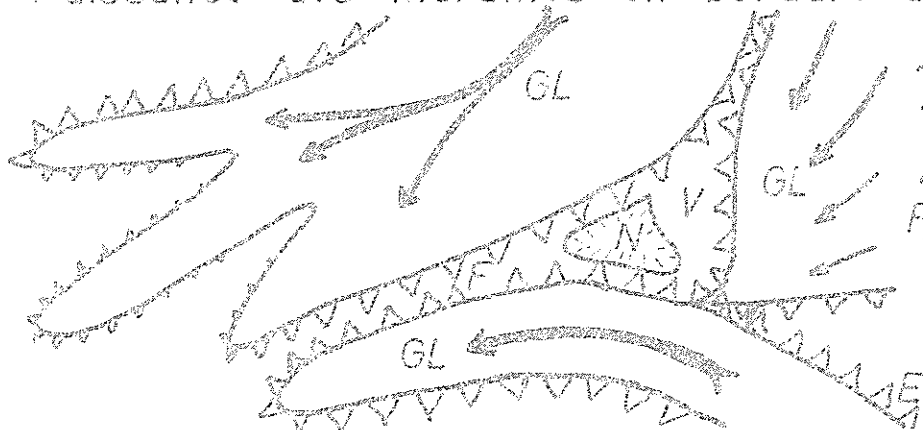
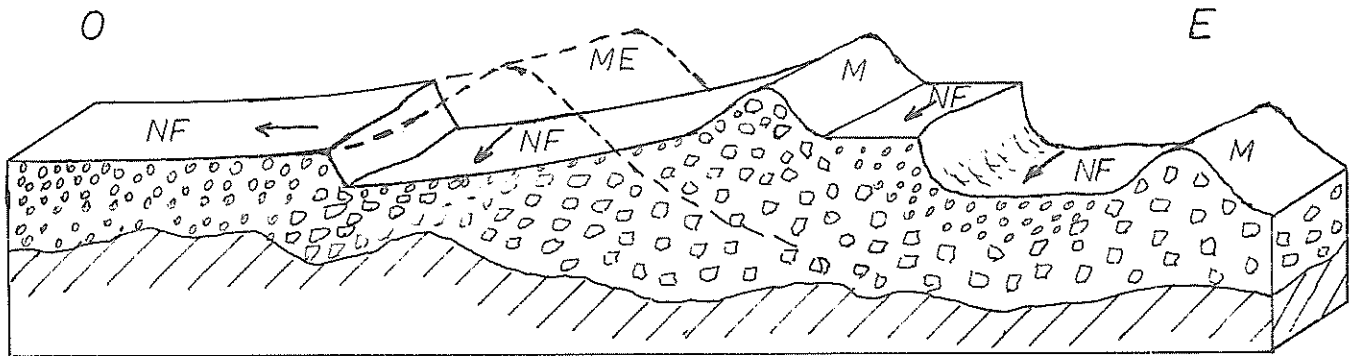


Fig 101

A = Moraine puissante
 a = Moraine plus petite
 N = Nunatak
 F, V, E = Situation schématique du Futeau, Grand Vivier, St Etienne de Cros.

Seuil de Rives vu par Blanchard

Fig 102



Formation de rebord de nappes fluvioglaciaires subordonnées (NF)
 ME = Moraine érodée M = Moraine

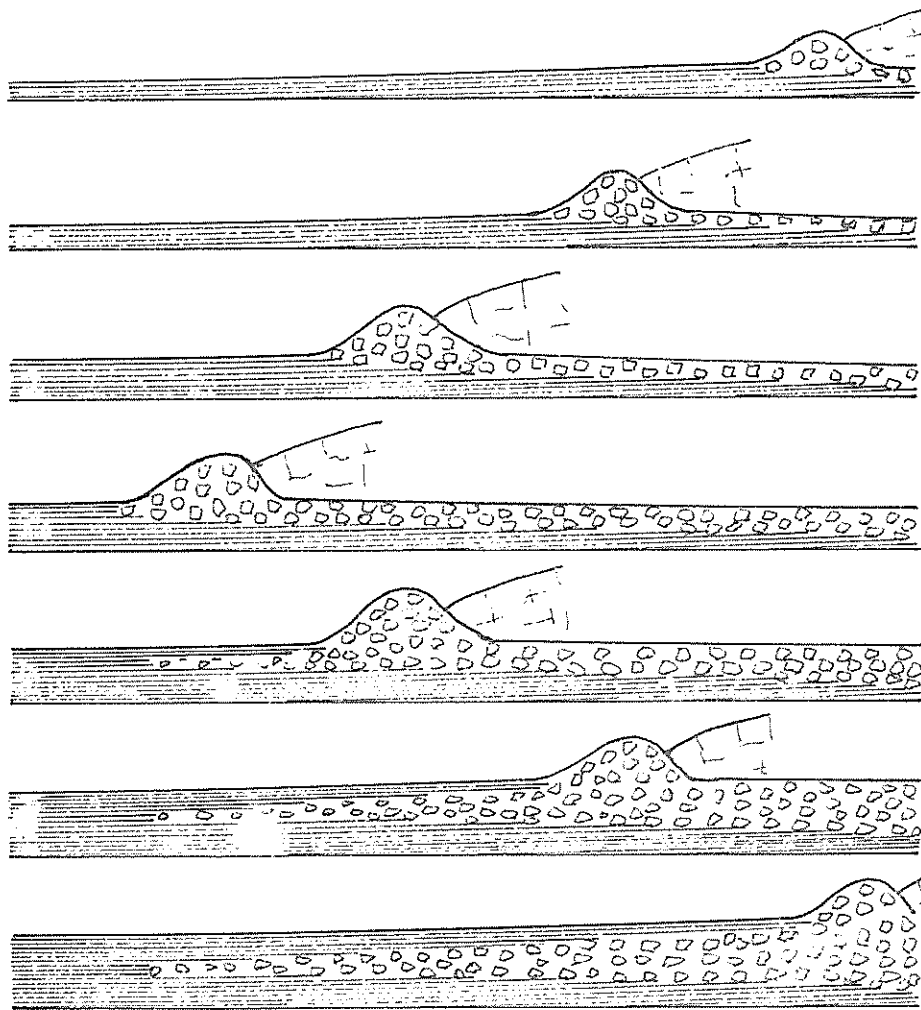
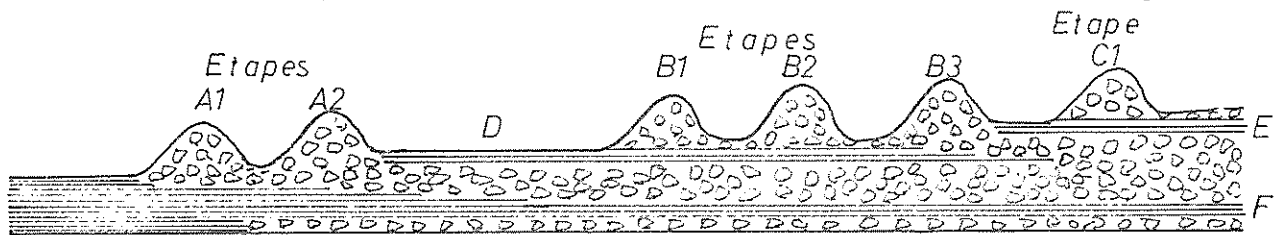


Fig 103
 Formation des moraines et des plaines fluvioglaciaires correspondants aux Etapes d'avancement, du maximum et du retrait, lorsque toutes les moraines de l'avant pays sont érodées

- Glacier
- Dépôt morainique
- Dépôt fluvioglaciaire

Notion d'Etape et de Stade

Fig 104



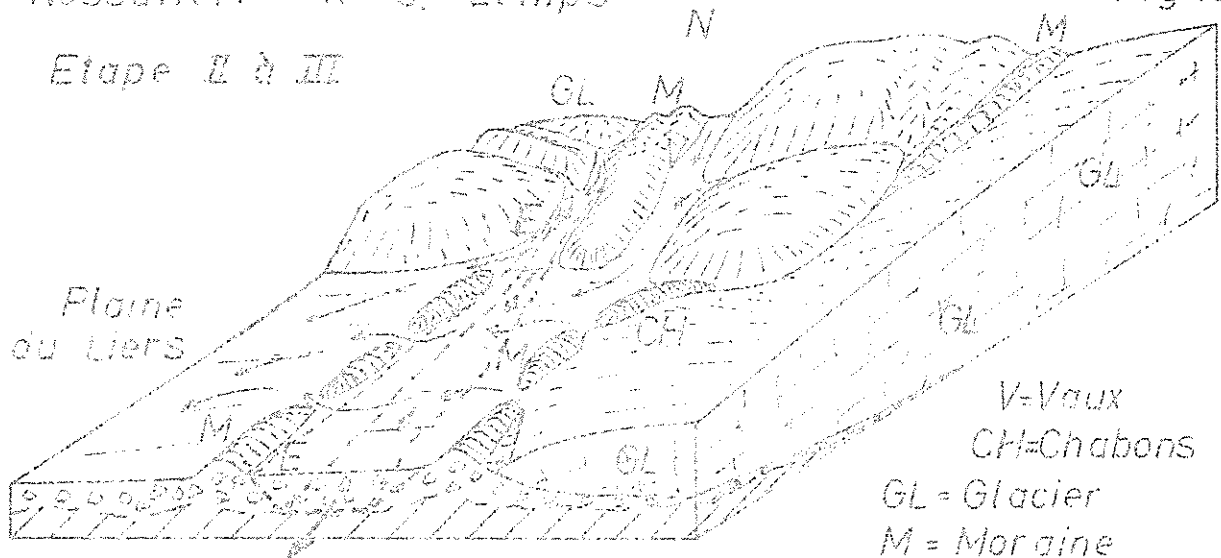
A, B, C = Stades de retrait D, E = Interstades F = Interglaciaire à érosion intense
 M Maximum de la glaciation précédente

Planche LI

Formation du flanc d'érosion sur la ligne la
Rossarière — le G^dLemps

Fig 105

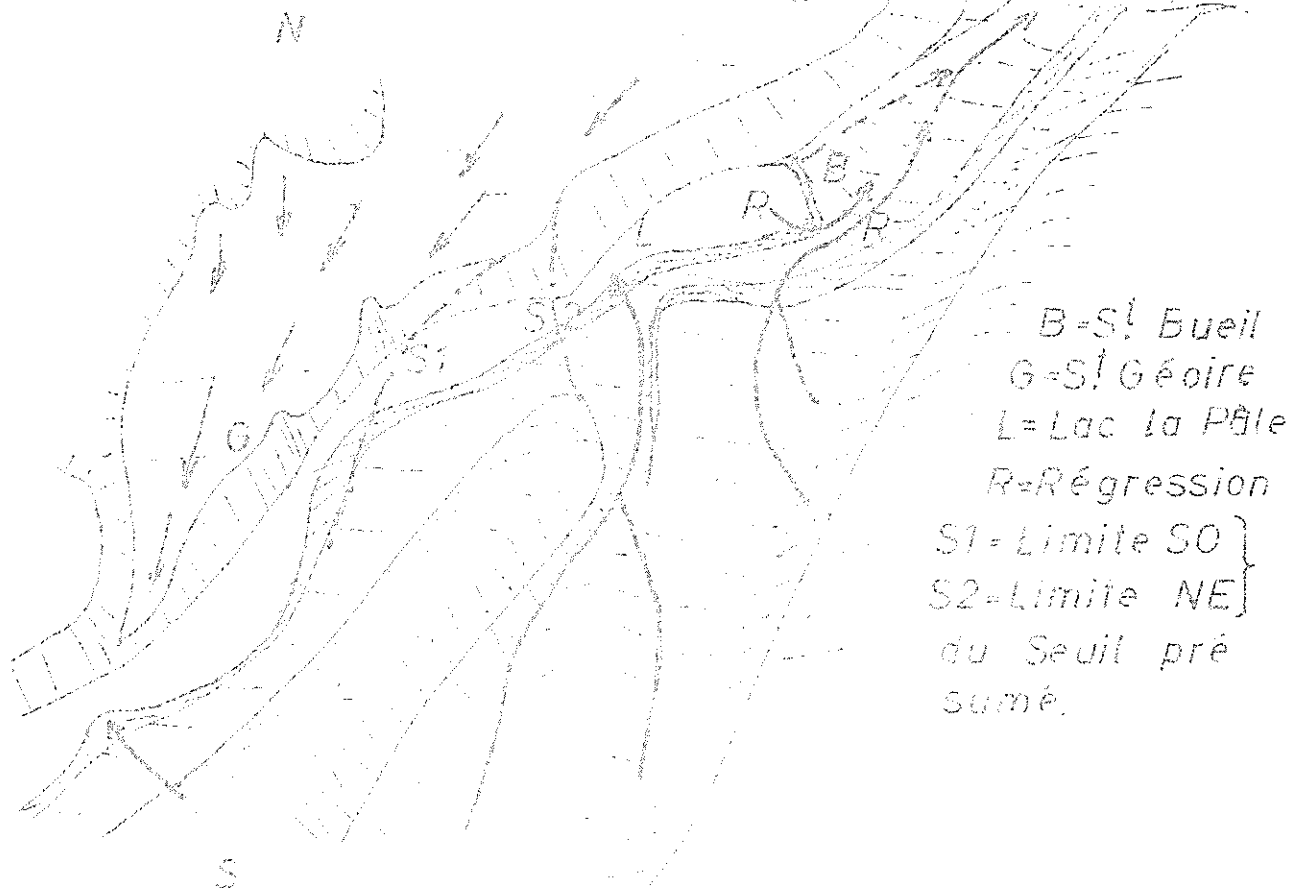
Etape II à III



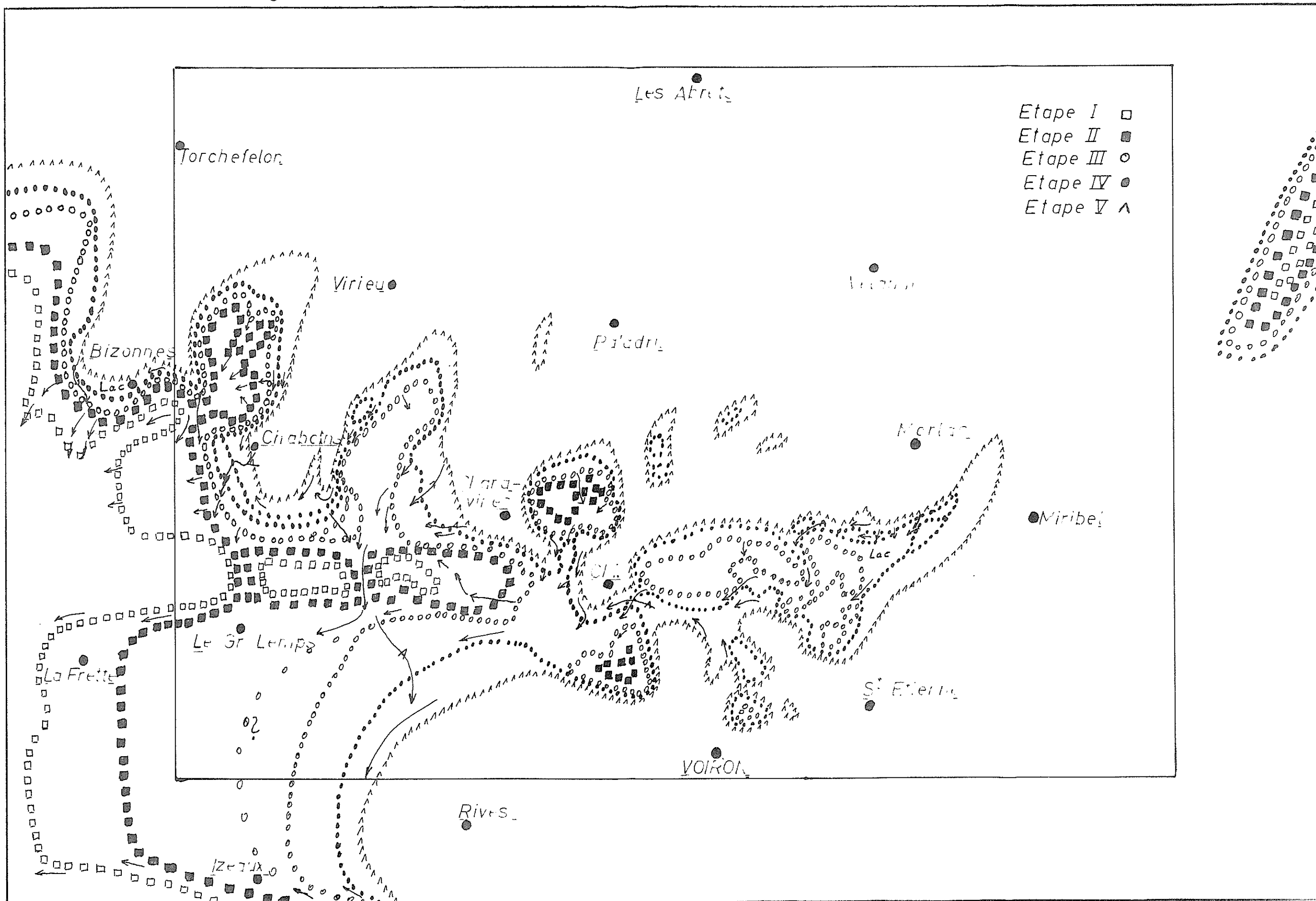
S G^dLemps E-E : Erosion intense qui attaque
à l'Est la plaine du Liers jusqu'au pied des moraines Et.II
- - - - -masse érodée

Région de S^t Géoire S^t Bueil
aux temps glaciaires

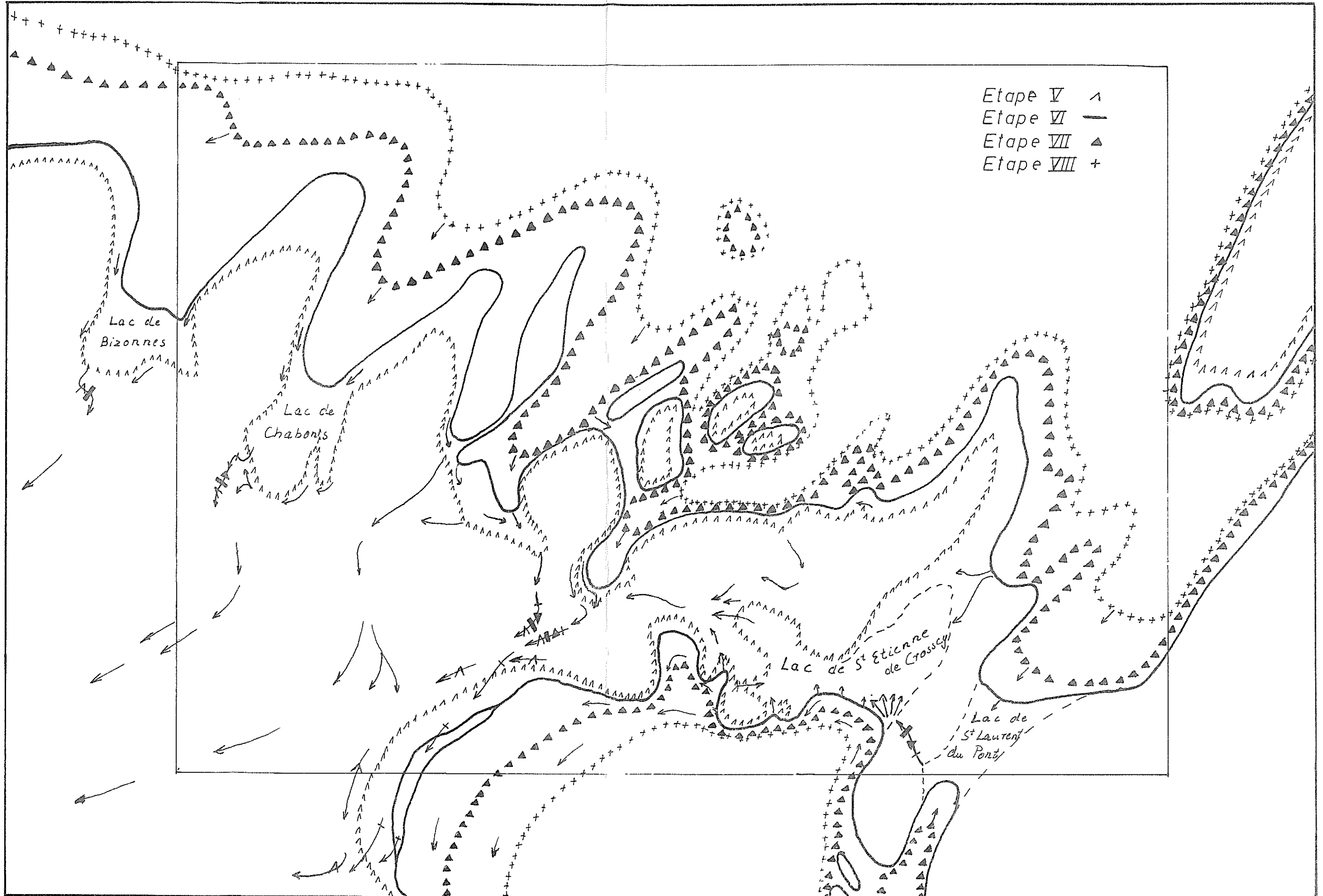
Fig 106



Retrait des masses glaciaires aux étapes I à V



Retrait des masses glaciaires aux étapes V à VIII



Retrait des masses glaciaires aux étapes VIII à XII

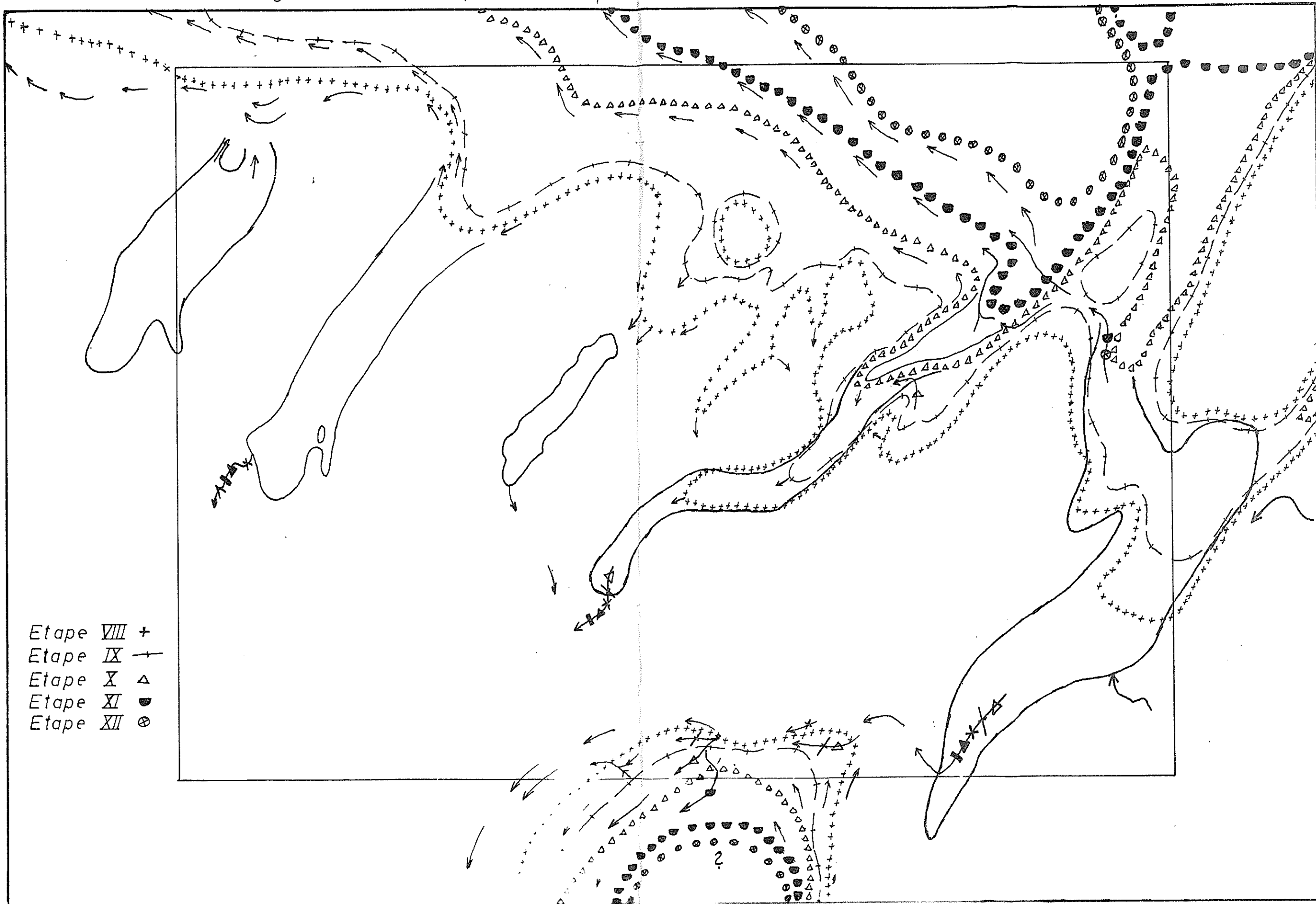


Planche LVa

Planche LVb

Retrait des glaciers rhodanien et isérois à l'Etape VI

Le cadre inscrit représente la feuille Voiron


gris: masses glaciaires blanc: régions non englacées
hachuré  lacs en bordure de la glace

Fig 110



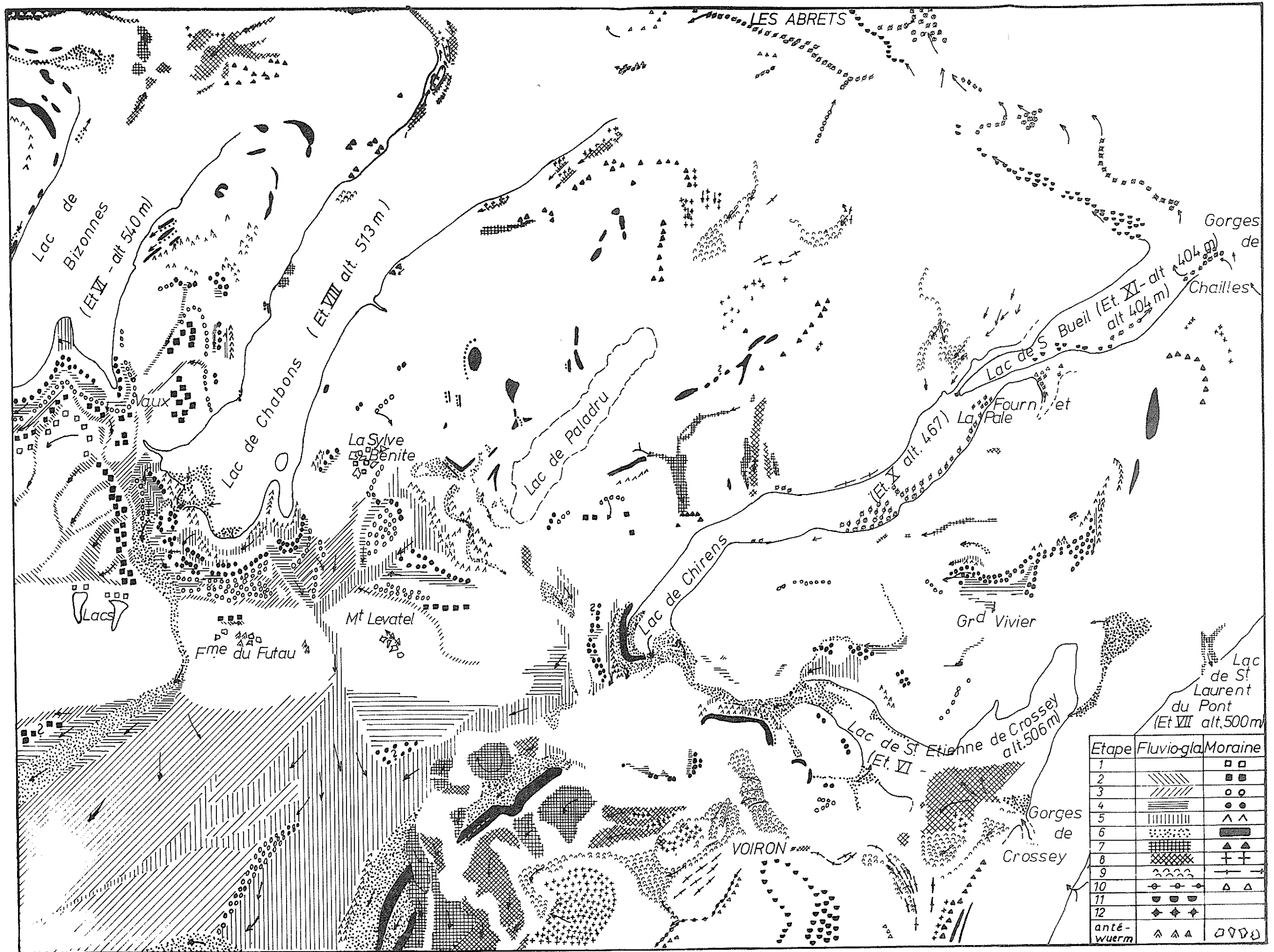


PLANCHE LVII

Photo 1.

Galets calcaires à fossiles crétacés incorporés dans le calcaire fossilifère détritique burdigalien (Cluse de Chailles).

Photo 2.

Contact brutal entre les argiles jaunes rouges et les conglomérats miocènes : Remarquer la stratification inclinée des galets (Panissage).

Photo 3.

Ciment habituel des conglomérats miocènes.

Photo 4.

Ciment à gros grain des conglomérats miocènes (l'Arsenal).

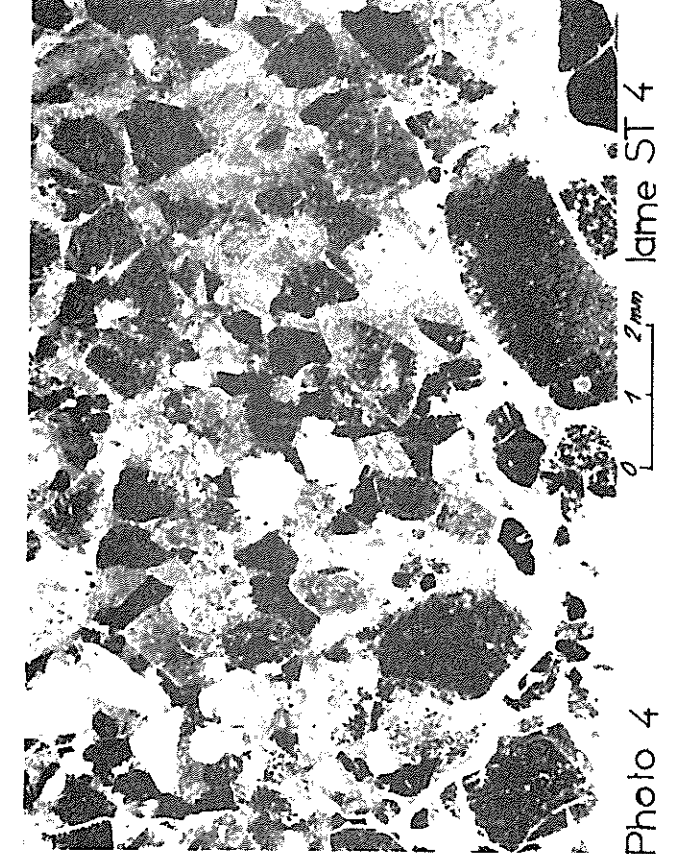
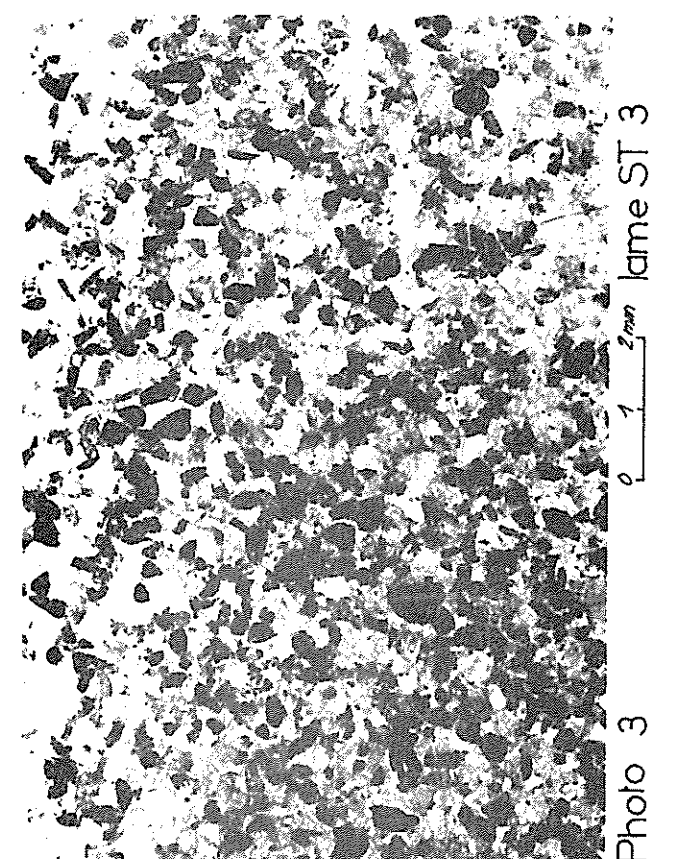
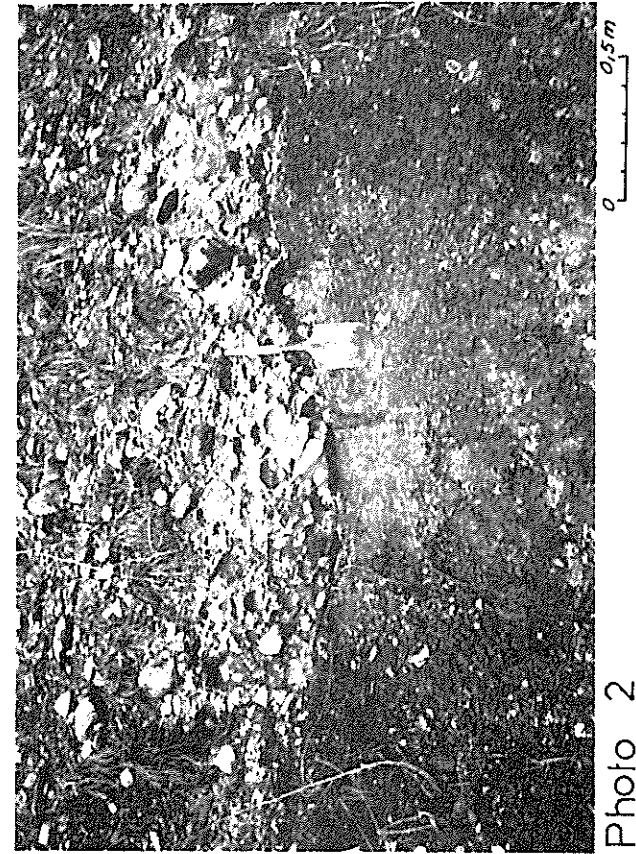
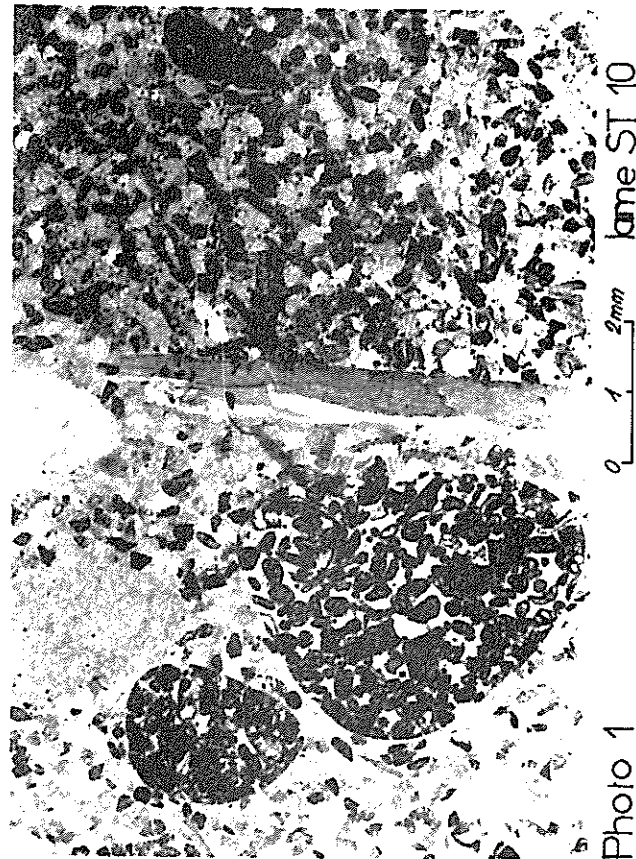


PLANCHE LVIII

Photo 5.

Chenal de la Garangère au Sud de Chirens (vu du N).

Photo 6.

Stratification du cône de déjection de St Etienne de Crossey (vu du S).

Photo 7.

Stratification turbulente observée dans la gravière d'Orgeoise (La Lienne).

Photo 8.

Stratification imbriquée de blocs et galets ; pavage tégulaire (Le Gayet).

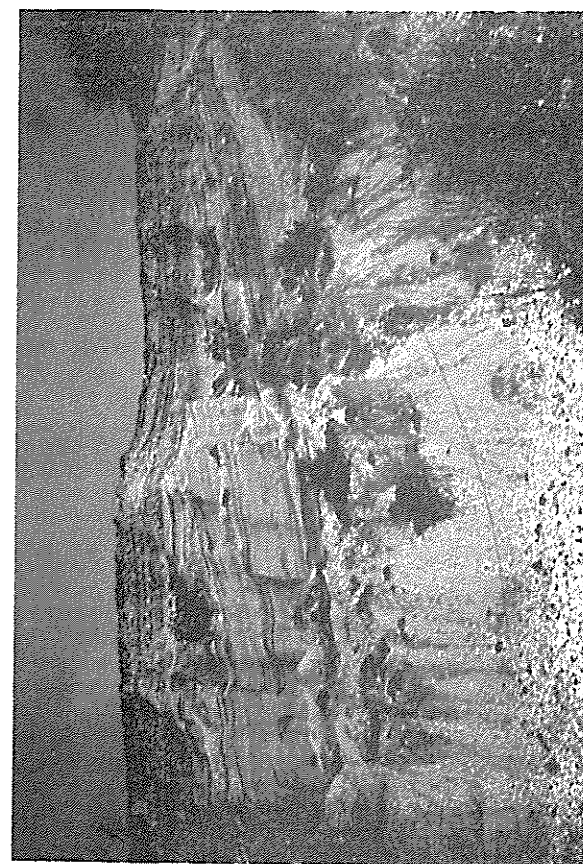


Photo 6



Photo 8

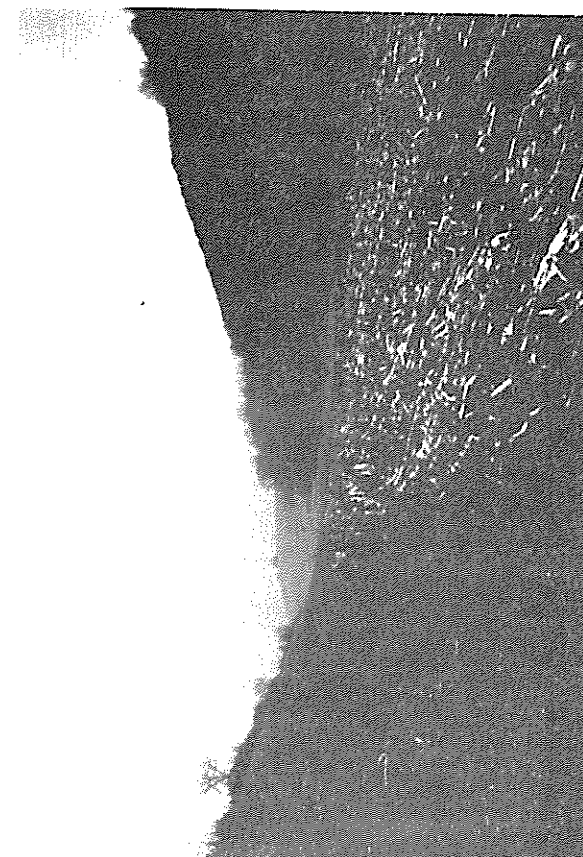


Photo 5



Photo 7