



LA CÔTE- -ST-ANDRÉ

La carte géologique à 1/50 000
LA CÔTE - ST-ANDRÉ est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : LYON (N° 168)
- au nord-est : CHAMBÉRY (N° 169)
- au sud-ouest : ST-ÉTIENNE (N° 177)
- au sud-est : GRENOBLE (N° 178)

GIVORS	BOURGON	LA TOUR - -DU-PIN
VIENNE	LA CÔTE - -ST-ANDRÉ	VOIRON
SERRIÈRES	BEAUREPAIRE	GRENOBLE

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

LA CÔTE- -ST-ANDRÉ

XXXI-33

Terres froides

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

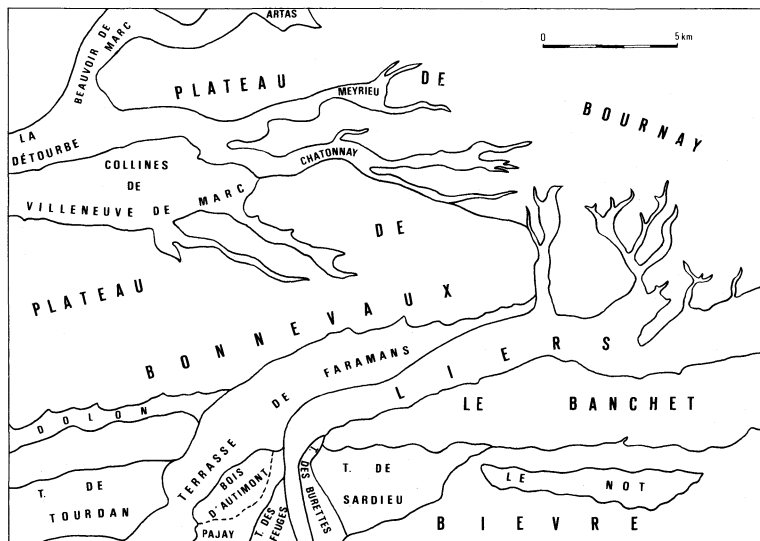
APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE	3
CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE	4
HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	9
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	9
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	10
Néogène	10
Formations résiduelles	14
Quaternaire	15
Formations non datées	15
Mindel. Hautes terrasses et moraines associées	17
Riss. Moyennes terrasses et moraines externes et intermédiaires	19
Würm. Basses terrasses et moraines internes	24
Post-Würm. Complexe des alluvions de fond de vallée des formations de versant	28
PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE	29
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	29
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	29
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	31
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	32
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	32
<i>COUPE RÉSUMÉE DE QUELQUES FORAGES</i>	32
<i>BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE</i>	33
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	34
AUTEURS	34

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

Le territoire couvert par la feuille la Côte-Saint-André se situe à peu près au centre du Bas-Dauphiné, vaste région déprimée d'allure grossièrement triangulaire bordée par les reliefs élevés des chaînes subalpines au Sud et à l'Est, par le Jura et le plateau de Crémieu au Nord-Est et par le Massif Central à l'Ouest. C'est une région de plateaux, de collines et de plaines de faible altitude (cote maximale : 698 m dans la colline du Banchet, à l'Est de la Côte-Saint-André, minimale : 287 m à la Détourbe), caractérisée par un relief en creux façonné à partir de la surface de remblaiement néogène conservée dans le plateau de Bonnevaux qui occupe le centre-ouest de la feuille. On peut y distinguer trois secteurs de reliefs relativement bien individualisés :

- au Nord d'une ligne la Détourbe—Champier—Bizannes, la zone des collines mollement ondulées de Bournay, qui se développe sur la feuille Bourgoin, caractérisée par un recouvrement général de moraines dessinant de beaux vallums et par une série de vallées mortes fluvio-glaciaires ;
- au Centre-Ouest, le plateau triangulaire de Bonnevaux, vaste surface plane mais disséquée s'abaissant régulièrement et doucement vers l'Ouest, séparé des collines de Bournay par le couloir fluvio-glaciaire de Saint-Jean-de-Bournay—Châtonnay ;

Schéma de situation



- au Sud, la zone des larges plaines fluvio-glaciaires du Liers et de la Bièvre-Valloire, séparées par l'étroite colline allongée est—ouest du Banchet prolongée par les moraines externes du bois d'Autimont.

Cette région est remarquable par l'absence quasi totale de réseau hydrographique actif. Seules les vallées remontantes d'Ouest en Est du plateau de Bonnevaux

et les profonds ravins du coin nord-est de la feuille, rejoignant la dépression de la Bourbre (feuille Bourgoin), témoignent d'un modelé de dissection fluviale et sont le siège d'un écoulement pérenne (ou presque). Toutes les autres vallées (couloirs de Beauvoir-de-Marc, de Saint-Jean-de-Bournay et de Châtonnay, vallées du Liers et de la Bièvre-Valloire) sont des vallées fossiles résultant d'écoulements fluvio-glaciaires.

Du point de vue géologique, la feuille ne présente que des terrains néogènes et quaternaires.

Les terrains néogènes, qui constituent le substratum, appartiennent à la partie supérieure de la molasse miocène (Helvétien—Tortonien). Il s'agit, à l'affleurement, de sables irrégulièrement grésifiés passant du faciès lagunaire à *Nassa michaudi* à la base et dans la partie ouest à des sables de faciès voisin, azoïques, à lentilles argileuses contenant des Mollusques continentaux vers le sommet au Nord-Est de la feuille (faciès fluvio-lacustre du Tortonien supérieur). Cette série sableuse est surmontée en continuité par des conglomérats à galets polygéniques (conglomérats terminaux ou « pontiens » des anciennes cartes à 1/80 000), d'épaisseur décroissante d'Est en Ouest, qui terminent la série miocène et constituent l'ossature du plateau de Bonnevaux. La surface de ces conglomérats est profondément altérée là où elle est relativement bien conservée, ce qui est le cas du Bonnevaux, en une argile rouge ou orangée à galets de quartzites (glaise de Bonnevaux, équivalente de la glaise de Chambaran). On y retrouve les résidus argilisés des éléments altérables (calcaires, cristallins, grès). Cette altérite constitue la partie supérieure du plateau, sous la couverture limoneuse superficielle.

Les terrains quaternaires consistent en moraines des glaciers du Rhône et de l'Isère, accompagnées de leurs alluvions fluvio-glaciaires formant les terrasses et les plaines alluviales, en limons et en formations de versant essentiellement colluviales. La feuille la Côte-Saint-André se trouve en effet à la limite des extensions des glaciers quaternaires sur le piedmont bas-dauphinois. Le glacier du Rhône a envahi tout le secteur nord-est jusqu'à une limite approximative Beauvoir-de-Marc—Saint-Jean-de-Bournay—Châtonnay—Champier. Sa marge latérale gauche coïncide avec la limite nord du plateau de Bonnevaux, façonnée par l'érosion glaciaire et fluvio-glaciaire des torrents qui le longeaient et dont on retrouve les traces sous forme de terrasses alluviales et de chenaux d'écoulement. Le glacier de l'Isère s'est avancé en Bièvre jusqu'aux moraines externes du bois d'Autimont, recouvrant partiellement la colline molassique du Banchet. Il est probable que les deux glaciers se sont rejoints sur cette colline lors de leur extension maximale, ce qui en expliquerait l'origine et l'orientation. On pourrait ainsi la considérer comme un relief résiduel respecté par le creusement glaciaire mais surtout fluvio-glaciaire responsable de la formation des plaines alluviales de la Bièvre-Valloire et du Liers.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Cette feuille est la dernière d'une série comprenant les coupures Grenoble, Voiron, Beaurepaire, Romans, Tournon et Valence où les formations quaternaires ont été levées, cartographiées et notées selon les principes du polyglacialisme codifié initialement par Penck, Brückner et du Pasquier (1894). Ces auteurs admettent l'existence de dépôts de quatre glaciations sur le pourtour des Alpes, dénommées Günz, Mindel, Riss et Würm. Les arguments principaux qui appuient cette hypothèse sont tirés essentiellement de la morphologie des terrasses fluvio-glaciaires liées ou non aux moraines, de l'altération superficielle de ces terrasses (paléosols) et des recouvrements limoneux. Il n'existe évidemment aucun argument de chronologie absolue et on ne connaît localement aucun dépôt interglaciaire qui puisse apporter la preuve de la pluralité des glaciations ici, mais ces arguments existent ailleurs à la

périphérie des Alpes, sans compter l'existence reconnue de l'alternance de nombreuses périodes froides et tempérées dans le Quaternaire, bien plus nombreuses que les quatre glaciations classiques, par la paléobiologie et les mesures isotopiques. Toutefois le gisement de Mammifères fossiles de Châtilhon-Saint-Jean (feuille Romans), attribué par la plupart des paléontologues au Riss ancien et situé dans la moyenne terrasse supérieure que la cartographie désigne justement comme Riss ancien par corrélations morphologiques, fournit un appui indirect à la chronologie adoptée ici.

Les autres feuilles du Bas-Dauphiné (Givors, Vienne, Serrières) ont par contre été établies d'après le principe du monoglacialisme, selon lequel l'existence d'une seule glaciation accidentée de stades de retrait suffit à rendre compte de tous les faits observés localement, cette glaciation étant la dernière (Würm). Les arguments avancés sont essentiellement l'absence de formations interglaciaires et de fossiles autres que ceux de la faune froide attribuée au Würm. Il est certain que, dans le cadre de cette feuille et comme il est généralement de règle en cartographie du Quaternaire, la paléontologie n'est malheureusement d'aucun secours.

Concernant le substratum miocène, les levés et les contours stratigraphiques ont été réalisés selon les données résultant des travaux de G. Demarcq (1970) et des actes du V^e Congrès international du Néogène méditerranéen (1971, 1974), comme pour toutes les autres feuilles du Bas-Dauphiné.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE

L'histoire géologique déchiffrable sur cette feuille se résume à la fin de la période miocène et au Quaternaire depuis le Mindel ou peut-être la glaciation précédente.

C'est au Miocène en effet que le bassin bas-dauphinois est incorporé au bras de mer périalpin et commence à se combler par une sédimentation détritique argileuse puis sableuse et enfin conglomératique (marnes et sables puis sables marins helvétiques dits « de Montchenu », sables et graviers lagunaires du Tortonien inférieur dits « de Tersanne », sables et marnes fluvio-lacustres du Tortonien supérieur dits « sables à *Helix delphinensis* », conglomérats polygéniques terminaux « expontiens »).

La série stratigraphique miocène est connue par trois sondages qui l'ont totalement traversée à Faramans (6-16), Bizannes F1 (4-11) et Champier (3-1). Sur un substratum différencié (Oligocène à Faramans, Portlandien à Bizannes, Séquanien à Champier), elle commence par des argiles bleues ou jaunes plus ou moins sableuses, intercalées de sables argileux de l'Helvétien (283 m à Faramans, 331 m à Champier, 247 m à Bizannes). Après une intercalation conglomératique (conglomérats de Voreppe) de 10 m à Faramans, 4 m à Champier, 255 m à Bizannes, la série se poursuit à Faramans par des sables jaunes plus ou moins argileux attribués à l'Helvétien (167 m) puis par des conglomérats (de Voreppe) épais de 58 mètres. Le Tortonien inférieur lagunaire à *Nassa michaudi* n'existe qu'à Faramans, sous forme d'argiles sableuses (16 m) tandis qu'à Champier et Bizannes le Tortonien supérieur continental succède directement à l'Helvétien (62 m d'argiles sableuses jaunes à Champier, 28 m d'argiles et marnes grises à Bizannes) et se présente à Faramans sous forme de sables à galets (quelques mètres). La série s'achève par les conglomérats polygéniques terminaux qui ne sont pas visibles à Faramans par suite de l'implantation du sondage au fond de la vallée du Liers, 150 m sous la surface du plateau de Bonnevaux. Ils ont par contre été traversés à Bizannes (26 m) et à Champier (119 m) sous le recouvrement quaternaire.

Les influences marines tortoniennes ne semblent donc pas dépasser le parallèle de Faramans vers l'Est, ou fort peu. À l'affleurement, les sables à *Nassa michaudi* n'ont été trouvés que sur la bordure nord-ouest de la feuille (Vernéa, la Détourbe), à la base des versants de molasse sableuse. Dès Saint-Jean-de-Bournay n'existent plus que les sables fluvio-lacustres du Tortonien supérieur à faune de Mammifères terrestres. Par contre les influences continentales représentées par les conglomérats polygéniques à galets alpins issus de la cluse de l'Isère (conglomérats de Voreppe) et du Nord (conglomérats de la Tour-du-Pin) se font sentir sur tout le territoire de la feuille. Très épais à l'Est (amont), où ils envahissent toute la série ou presque (conglomérats compréhensifs de Voreppe, feuilles Voiron et Grenoble), ils se ramifient et s'amenuisent vers l'Ouest (aval), où ils se poursuivent surtout au sommet de la série jusque sur la feuille Vienne.

Ce n'est donc qu'à l'Helvétien que ce secteur du Bas-Dauphiné est envahi par la mer périalpine miocène, progressant de l'Est. Ce bras de mer se comble rapidement de dépôts détritiques d'abord fins (argiles) puis grossiers (sables, conglomérats) venus de l'Est par les torrents alpins, dont le plus important débouchait au niveau de l'actuelle cluse de l'Isère (delta de Voreppe). Le régime semble passer directement du marin au continental à l'Est du parallèle de Faramans, tandis qu'à l'Ouest une sédimentation plus ralentie permettait à des lagunes de se maintenir à la limite du continent et de la mer (couches saumâtres à *N. michaudi* du Tortonien inférieur). Dès le Tortonien supérieur la région entière devient continentale, la plate-forme littorale faisant suite à une vaste plaine côtière alimentée par des cours d'eau déposant des sables et argiles fluvio-lacustres. Mais cet épisode est de brève durée. Les alluvions grossières (galets) qui déjà prédominaient à l'Est prennent rapidement le dessus et ces alluvions fluviales, amenées des Alpes par des fleuves puissants et rapides préfigurant l'Isère (cailloutis de Voreppe) et peut-être le Rhône (cailloutis de la Tour-du-Pin) achèvent le comblement du bassin à la fin du Miocène.

On ne sait rien ensuite de l'histoire géologique de la région jusqu'à l'arrivée des premiers glaciers quaternaires, ce qui laisse une lacune de plusieurs millions d'années incluant le Messinien, le Pliocène et le début du Pléistocène. On n'a pas retrouvé en effet, sur le territoire de cette feuille, de dépôts pliocènes comme ceux qui existent sur les coupures voisines Beaurepaire, Vienne et Serrières. Il est vraisemblable cependant que le profond réseau hydrographique dépendant du Rhône qui s'est creusé pendant la régression messinienne et dont on a trouvé les traces sur les feuilles contiguës ait poussé ici ses ramifications. Mais nous n'avons pu le reconnaître nulle part, malgré des recherches détaillées (C. Nicollet, 1979). Ne restent finalement comme témoins de cet intervalle que les altérites de Bonnevaux, qui affectent la surface des conglomérats terminaux sous la couverture limoneuse superficielle. Ces altérites, issues de l'évolution pédologique subie par cette formation caillouteuse depuis son dépôt (fin du Miocène, 8 M.A.) jusqu'à son recouvrement par les limons (Villafranchien moyen, si ceux-ci sont équivalents des loess de Saint-Vallier, 1,8 M.A.) voire même après (altération des limons jusqu'à la base), ne nous renseigne malheureusement pas sur cette histoire, même du point de vue climatique (M. Bornand, 1978).

Le premier dépôt quaternaire connu sur la feuille est la moraine qui apparaît dans la coupe de la Derroy au milieu de la terrasse de Tourdan, au Sud de Revel-Tourdan (coin sud-ouest de la feuille). Découverte par F. Bourdier en 1938, elle a été attribuée au Mindel car recouverte par les alluvions de la haute terrasse supérieure de la Valloire appartenant par définition au Mindel. Elle témoignerait d'une avancée glaciaire en Bièvre-Valloire antérieure et considérablement plus étendue que celle, bien connue, des moraines externes attribuées au Riss. En effet, l'hypothèse d'une glaciation plus ancienne que le Mindel, le Günz, a été évoquée à ce propos (F. Bourdier, 1961 ; P. Mandier, 1969), ceci avec d'autant plus de vraisemblance

qu'existe dans la vallée du Rhône, juste en amont du confluent de la Valloire, une très haute terrasse à caractère glacio-lacustre et fluvio-glaciaire attribuée au Günz (plateau de Louze, feuille Vienne, noté Gy1). Mais l'interprétation gunzienne de la moraine de Tourdan n'est pas sans poser de problèmes. Cette moraine se trouve non à la base des alluvions de la haute terrasse mais incluse au milieu de la masse alluviale épaisse ici d'une cinquantaine de mètres selon des données géophysiques (P. Mandier, 1977). Si ces données sont exactes la moraine est bien contemporaine de la terrasse, et s'il ne s'agit pas d'un paquet entraîné par exemple par une débâcle fluvio-glaciaire en aval d'un front de glacier peut-être relativement éloigné, cela témoignerait d'une glaciation mindélienne plus étendue ici que celle de Riss mais dont les limites ne sont pas connues. Il n'en demeure pas moins que le faciès des alluvions et la morphologie du plateau de Louze impliquent également une extension glaciaire antérieure, gunzienne, considérable et peut-être encore supérieure à celle de Tourdan, mais dont il ne resterait aucune trace morainique connue. Enfin on doit admettre un creusement très important de la Bièvre-Valloire entre l'achèvement de l'édification du plateau de Bonnevaux et le dépôt des alluvions de la haute terrasse mindélienne, de l'ordre de 200 m sur un creusement total de 235 m jusqu'à la base du remblaiement wurmien, soit 85 % du total. Celui-ci ne peut être mis que sur le compte de l'érosion quaternaire, même si un remblaiement pliocène emboîté dans les formations miocènes a eu lieu comme sur l'autre rive de la Valloire (plateau de Chambaran, au-dessus de Lens-Lestang).

Après le Mindel deux extensions glaciaires principales sont repérables particulièrement dans le domaine rhodanien. Une extension dite des moraines externes dont il ne reste que des lambeaux discontinus en avant de la limite d'extension de la dernière glaciation, dite des moraines internes, beaucoup mieux conservées.

À l'épisode des moraines externes le glacier du Rhône, venant du Nord-Est, avançait par sa marge latérale gauche encore relativement éloignée du front qui atteignait le Rhône à l'Ouest (feuilles Vienne et Givors). S'appuyant sur le versant nord de la colline du Banchet à l'Est de Mottier, il recouvrait les buttes molassiques de Bizannes et Champier puis butait contre l'escarpement oriental du plateau de Bonnevaux et en suivait la bordure nord, formes qu'il a sans doute contribué à façonner, de Champier à l'aval de Châtonnay. De là il envoyait de petites diffluences dans la zone des collines de Villeneuve-de-Marc, par les brèches des Petits-Monts et du Geivrier notamment, poussait sans doute un petit lobe dans le couloir de la Détourbe, se moulait sur la colline de Savas à l'Ouest de Beauvoir-de-Marc et s'avancé dans la dépression du Calot avant de passer sur le territoire des feuilles Bourgoin et Vienne. Une diffluence du glacier de l'Isère, venant de l'Est par la Bièvre (feuilles Voiron et Grenoble) s'avancé dans cette vallée jusqu'à la colline du bois d'Autimont, construisant l'amphithéâtre des moraines externes de Beaufort-Pajay (feuille Beaurepaire). Sa marge droite longeait et localement débordait la colline molassique du Banchet, au Nord de la Côte-Saint-André.

À cet épisode des moraines externes, attribué à la glaciation de Riss depuis A. Penck (1907), s'associe le dépôt des moyennes terrasses fluvio-glaciaires : deux niveaux à Villeneuve-de-Marc, dans la vallée de la Gère, deux niveaux aussi dans la vallée du Liers et dans celle de la Bièvre (Faramans—Lapeyrouse et Sardieu—les Feuges—les Poipes), liés aux écoulements du glacier de l'Isère n'ayant laissé aucune terrasse dans les limites de cette feuille (système externe de Beaufort-Marcollin, feuille Beaurepaire).

On ne sait pas encore si le complexe des moraines intermédiaires, ainsi nommées car elles forment des vallonnements mineurs entre les moraines externes et les moraines internes wurmiennes de Beaucroissant (feuilles Grenoble et Voiron), mieux marquées, forment une unité indépendante des premières. Ces dépôts glaciaires affleurent sur le rebord sud-est de la terrasse de Sardieu, entre ce village

et la Côte-Saint-André, forment la colline morainique du Not, isolée au milieu du remblaiement fluvio-glaciaire wurmien au Sud-Est de cette localité, et correspondent aux arcs morainiques de Saint-Siméon-de-Bressieux sur la rive sud de la Bièvre. Deux hypothèses peuvent en effet s'envisager : soit que ces moraines marquent une étape de retrait du glacier isérois en amont des moraines externes, et en ce cas elles n'en sont pas distinctes chronologiquement, soit qu'elles appartiennent à une nouvelle avancée glaciaire consécutive à un retrait important (dont on ignore encore tout ici). En ce cas elles pourraient représenter un nouveau stade d'avancée des glaciers alpins appartenant au Riss consécutif à un interstade, soit même un nouvel épisode glaciaire, de même valeur que celui des moraines externes, suivant un véritable interglaciaire. Aucune donnée de terrain ne nous permet, à ce jour, de choisir entre ces diverses possibilités.

La seconde extension glaciaire certaine, attribuée classiquement au Würm, n'est visible que dans le domaine rhodanien, le glacier de l'Isère n'ayant pas dépassé, à cette époque, l'amont de la Bièvre (feuilles Grenoble et Voiron). La limite du glacier du Rhône est bien marquée par l'alignement des moraines internes, qui dessinent une série de beaux vallums latéraux et frontaux secondaires échelonnés sur une grande profondeur. On les suit de Bizannes à Artas par Flachères et Châtonnay, peu en retrait des moraines externes car il s'agit là non d'un front de glacier mais d'une marge latérale, les écarts étant considérablement réduits dans ce type de situation, contrairement à ce qui est de règle pour les systèmes terminaux (cas de la Bièvre). Il en émane une série de couloirs d'écoulement d'eau de fusion, qui sont actuellement autant de vallées mortes remplies par des alluvions fluvio-glaciaires. Quatre étapes ou stationnements du glacier en cours de retrait peuvent être reconnus, soulignés par une série de quatre systèmes de moraines, de chenaux et de terrasses fluvio-glaciaires étagées.

La première étape, celle de l'extension maximale wurmienne, se marque par le système des arcs morainiques internes les plus avancés (Bizannes—la Grand-Croix—Artas). Les eaux de fusion s'écoulaient alors dans deux directions : à l'Ouest dans le couloir de la Détourbe qui recevait les chenaux de la Bâtie—Saint-Christophe et de Châtonnay, au Sud dans la vallée du Liers qui collectait les chenaux de Champier, d'Eydoche et de l'amont du Liers même (feuille Voiron). Ces écoulements ont édifié la basse terrasse wurmienne supérieure (FGya).

La seconde étape est celle du système morainique d'Éclose (Gyb). Les eaux de fusion ont abandonné les chenaux de Champier et de la Bâtie—Saint-Christophe, devenus fossiles, ainsi que l'amont du Liers. Ce dernier n'est plus alimenté que par le chenal d'Eydoche, issu de l'arc interne des moraines de Bizannes, qui rejoint le remblaiement wurmien de la basse plaine de la Bièvre. La plus grande partie des eaux fluvio-glaciaires se dirigeait alors vers le couloir de la Détourbe alimenté par les chenaux de Châtonnay, d'Éclose—Meyrieu—Saint-Jean-de-Bournay, d'Artas et de Charantonay.

La troisième étape se marque plus dans les chenaux d'écoulement que dans les moraines. Elle est caractérisée d'abord par l'abandon du chenal d'Eydoche, de sorte qu'il n'y a plus d'écoulement fluvio-glaciaire ni par la vallée du Liers ni par la Bièvre-Valloire. Toutes les eaux de fusion se dirigent directement vers le Rhône par le couloir de la Détourbe, mais les chenaux de Châtonnay, d'Éclose et de Charantonay sont abandonnés aussi. Seuls fonctionnent le chenal de Meyrieu—Saint-Jean-de-Bournay depuis le confluent du Bessey et le chenal d'Artas. Les alluvions fluvio-glaciaires de cette étape constituent le remblaiement de fond du couloir de la Détourbe. Les moraines forment des arcs peu distincts sauf dans le lobe de Tramolé et dans le secteur du Raffour.

Enfin la quatrième étape se caractérise par l'abandon de tous les chenaux qui traversent le territoire de cette carte. La marge du glacier s'est retirée dans le coin

nord-est (moraines de Fontenelle, longées par le petit chenal de Javolière). Désormais les eaux de fusion se dirigent vers la dépression de la Bourbre au Nord-Ouest (feuille Bourgoin).

Après le retrait des glaciers, la morpho-dynamique s'est considérablement ralentie sinon arrêtée tout au moins dans les zones de faible énergie de relief comme les plateaux, les terrasses et les basses plaines alluviales. La seule activité notable semble avoir été le ruissellement concentré qui s'est exercé surtout dans les ramifications amont du ruisseau de l'Agny affluent de la Bourbre au Nord-Est et les principaux ravins des versants escarpés. Il en est résulté l'épandage d'un certain nombre de cônes de déjection dont certains importants (Biol par exemple) et l'étalement d'alluvions dans le fond de vallées étroites et encaissées comme celles de la Gère et de la Varèze (Nord-Ouest du plateau de Bonnevaux). Les colluvionnements de versant ont été aussi nombreux, notamment sur le pourtour sud du plateau de Bonnevaux, facilités par la nature très meuble des formations du substrat (molasses mais surtout altérites très argileuses et limons superficiels).

Les limons recouvrent indistinctement les formations antérieures à celles de la dernière glaciation (Würm). Leur origine est très certainement éolienne comme l'indique leur position topographique, en surface du plateau isolé de Bonnevaux par exemple. Ils sont particulièrement étendus et épais sur ce plateau où il peut y avoir superposition de plusieurs limons ou loess altérés d'âges différents, depuis le Villafranchien moyen comme les loess à bancs durcis de Saint-Vallier (feuille Serrières). Les limons recouvrent uniformément les moyennes terrasses rissiennes. Une activité éolienne a donc eu lieu soit tout à la fin du Riss, soit au début du Würm soit lors de ces deux périodes. En tout cas cette activité a cessé dès la fin du dépôt de la basse terrasse supérieure wurmienne qui en est dépourvue.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Seul le sondage de Faramans FA.1 (1957) a atteint le socle à la cote - 1210 où il est représenté par des chloritoschistes. La coupe géologique observée était la suivante (d'après les documents de la Société des pétroles de Valence) :

Trias (17 m) : grès arkosiques puis marnes vertes et rouges et calcaires blancs à Rhynchonelles.

Rhétien (11 m) : marnes noires et grès calcaireux grossiers.

Hettangien (12 m) : calcaires bruns et calcaires dolomitiques bruns.

Sinémurien (25 m) : calcaires marneux gris à passées marneuses. Spicules, Ostracodes.

Lias moyen (14 m) : calcaires marneux noirs et marnes noires.

Lias supérieur (53 m) : marno-calcaires noirs.

Bajocien (93 m) : marno-calcaires noirs à *Parkinsonia* (cote - 1032), petites intercalations de calcaires marneux à spicules.

Bathonien (150 m) : calcaires marneux gris, légèrement gréseux, très compacts. *Procerites*, Radiolaires, spicules globuleux.

Calovo-Oxfordien, Argovien (198 m). À la base, on observe des marnes noires à petits bancs de calcaires marneux, auxquelles succèdent des calcaires marneux, gréseux, noirs et des marnes noires à *Cardioceras*, *Hectioceras* et Crustacés. Au-dessus se sont déposés 66 m de marnes noires.

Oxfordien supérieur, Rauracien (39 m) : alternance de calcaires compacts et de marnes grises.

Kimméridgien, Séquanien (106 m) : calcaires cryptocristallins beiges. Tiges de Pentacrines à la base.

Oligocène supérieur (387 m) : en discordance sur le Kimméridgien, il débute par des marnes grises localement gréseuses à passées d'anhydrite entre les cotes -454 et -461. Viennent ensuite des marnes bariolées à passées sableuses, puis des calcaires jaunes (série lacustre à *Hélix*) en alternance avec des marnes rouges, enfin des marnes argileuses grises à verdâtres, gréseuses. L'étage se termine par quelques dizaines de mètres de marnes argileuses grises.

Helvétien : cet étage débute par des marnes bleutées.

TERRAINS AFFLEURANTS

Néogène

Les terrains qui constituent le soubassement affleurant de la feuille la Côte-Saint-André appartiennent à la partie supérieure du Miocène bas-dauphinois communément désigné du terme de *molasse*. En effet on n'a pas trouvé ici les formations fini-tertiaires du Messinien et du Pliocène qui apparaissent sur les feuilles voisines Beaurepaire, Vienne et Serrières.

Les dépôts molassiques sont constitués, comme dans les régions voisines, de deux faciès principaux : des sables plus ou moins grésifiés qui se développent largement à la base et vers l'Ouest, passant latéralement vers l'Est et vers le haut à des cailloutis polygéniques plus ou moins cimentés en conglomérats qui prédominent à l'Est et se réduisent vers l'Ouest. Des différenciations locales de nature marneuse et argileuse apparaissent au sein de ces faciès, notamment dans les sables molassiques à la limite nord-est de la feuille.

m2S. Molasse sablo-gréseuse. Formation relativement homogène, à dominante sableuse, qui constitue la base de l'ensemble molassique local, on peut y distinguer deux unités superposées et juxtaposées surmontant les sables dits de Pont-de-Beauvoisin (Helvétien) qui n'affleurent pas dans le cadre de la feuille :

- à la base, les sables à *Nassa michaudi* qui se développent largement à l'Ouest (feuille Vienne) et s'effilent rapidement vers l'Est sous l'unité suivante ;
- les surmontants à l'Ouest et s'y substituant vers l'Est les sables à lentilles conglomératiques dits sables à *Helix delphinensis*.

• **Sables à *Nassa michaudi*** : sables quartzeux, calcaires, feldspathiques et micacés gris ou beige jaunâtre, bien classés, avec intercalations argileuses ou sablo-argileuses et graveleuses, de granulométrie générale moyenne à fine (mode : 0,20—0,25 mm, médiane : 0,18—0,19 mm). Ils présentent localement des petits cordons de galets centimétriques calcaires et siliceux plus ou moins arrondis et parfois quelques galets disséminés de taille et de nature variables. On y rencontre assez fréquemment des galets et blocs arrondis de marne grise, d'un diamètre pouvant atteindre 0,5 mètre. Le litage est net, horizontal, lenticulaire ou entrecroisé. La consolidation est irrégulière en lames ou petits bancs discontinus. On note la présence de lits rubéfiés minces, sporadiques, et de débuts de concrétionnements ferrugineux sur les boules ou galets marneux. On y récolte localement en abondance

des coquilles de *Nassa michaudi*, spécialement dans les niveaux les plus grossiers et les lits de galets.

Ces sables d'origine lagunaire n'apparaissent à la base des versants que dans le quart nord-ouest de la feuille, où ils affleurent sur quelques dizaines de mètres au plus. Leur épaisseur totale peut atteindre une centaine de mètres (sables de Montchenu et de Tersanne, G. Latreille, 1969). Ce sont les sables du Tortonien inférieur marin (G. Demarcq, 1970), équivalents des sables d'Heyrieux, de Tersanne et de Chimilin (C. Nicolet, 1979).

● **Sables à lentilles conglomératiques** : alternance de sables dominants, de composition minéralogique semblable aux sables à *N. michaudi*, et de cordons ou bancs de galets polygéniques du type la Tour-du-Pin ou Voreppe (cf. m2P) avec importants niveaux marneux, argileux ou sablo-argileux intercalés. La couleur est beige jaunâtre, la stratification très tourmentée avec litages entrecroisés, laminations, *slumpings*, etc., traduisant une sédimentation agitée de type deltaïque. Cette formation est généralement azoïque mais a fourni de rares *Helix delphinensis* à Saint-Georges-d'Espéranche, feuille Bourgoin (G. Latreille, 1969) et, au siècle dernier, une importante faune de Mammifères à Saint-Jean-de-Bourney comprenant *Dinotherium giganteum*, *Mastodon longirostris*, *Dicerorhinus schleiermacheri*, *Hipparion gracile*, *Microstonyx major*, *Hyaemoschus jourdani*, *Dorcatherium navi*, *Gazella deperdita*, *Tragocerus amaltheus*, *Protragocerus chantrei*, *Machairodus* sp., *Steneofiber jaegeri*, d'âge vallésien (C. Guerin et P. Mein, 1971). Ils sont l'équivalent des sables et marnes à *Helix delphinensis* du Tortonien supérieur fluvio-lacustre (G. Demarcq, 1970). Leur épaisseur est d'une centaine de mètres au maximum dans les limites de la feuille.

Malgré les variations de faciès, la molasse sableuse et sablo-caillouteuse est une formation dans l'ensemble d'une remarquable homogénéité, latéralement et verticalement, tant du point de vue granulométrie des sables qui montrent un excellent classement que de la minéralogie des argiles : illite dominante, montmorillonite généralement présente, peu abondante ou à l'état de traces, kaolinite généralement présente aussi mais discrètement, chlorite rare, interstratifiés présents partout en proportion notable, essentiellement M-C et C-V généralement irréguliers.

m2M. **Molasse sablo-argileuse ou sablo-marneuse**. Une importante lentille argileuse, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, se développe dans les sables à lentilles conglomératiques vers l'altitude 400 m dans le coin nord-est de la feuille. Ce sont les argiles de Succieu, grises, hétérogènes, plus ou moins marneuses, à petits nodules calcaires gris et passées noirâtres ligniteuses à bois fossiles et rares traces de petits *Helix* (G. Demarcq, 1970). On les retrouverait sous une épaisseur de 28 m au sondage de Bizannes F1.

m2P. **Molasse caillouteuse**. Cailloutis polygéniques à galets bien arrondis à dominante calcaire, stratigraphiquement situés au-dessus de la molasse sablo-gréseuse à laquelle ils font suite en continuité par un passage généralement progressif mais parfois rapide. C'est le conglomérat à galets calcaires impressionnés dit *pontien* des cartes à 1/80 000. Leur composition pétrographique révèle des apports exclusivement alpins : calcaires de toutes natures, clairs et sombres, issus des chaînes subalpines et du Jura, constituant généralement plus de la moitié des éléments et présentant souvent des cupules de dissolution (impressions); cristallins et cristallophylliens divers des massifs cristallins externes entièrement arénisés voire argilisés dans certaines coupes et, pour les éléments les plus petits, pouvant atteindre une proportion notable (presque le tiers); quartz, quartzites et grès quartzeux du Trias briannonnais constituant à peu près le quart, plus des éléments accessoires tels que silex, chailles, roches vertes (rarissimes), radiolarites et phtanites partout présentes. Ces galets sont emballés dans un sable molassique compact souvent durci ou grésifié sur toute la hauteur des affleurements, parfois irrégulièrement. La matrice sablo-

gréseuse peut former de minces bancs ou lentilles dans la masse des conglomérats, le plus souvent homogènes, surtout vers la base. L'ensemble est grossièrement stratifié horizontalement, avec litages entrecroisés et ravinements internes.

Deux types de conglomérats différents par leur composition pétrographique et leurs directions d'apport existent dans ce secteur du Bas-Dauphiné : les conglomérats de type Voreppe, bien connus notamment dans le plateau de Chambaran au Sud de la Bièvre-Valloire (feuilles Beaurepaire et Grenoble) où ils constituent la totalité ou presque de la molasse caillouteuse, et les conglomérats de type la Tour-du-Pin récemment mis en évidence (C. Nicolet, 1979). Ils se différencient d'abord par leur orientation : les conglomérats de Voreppe ont été déposés par des courants de direction SE—NW, issus de la cluse de Grenoble (Isère miocène), les conglomérats de la Tour-du-Pin ont été amenés par des courants orthogonaux, de direction NE—SW (Rhône miocène?). Ils se différencient ensuite par leur composition pétrographique (voir tableau 1).

Tableau 1

Localisation Nature \ Type	Plateaux de Bournay		Plateau de Bonnevaux	
	Voreppe	Tour-du-Pin	Voreppe	Tour-du-Pin
Calc.	53(1) (40-57)[2]	54,3 (40-70)	68,5 (54,8-80,6)	56,8 (51-70)
Crist.	10 (3-12)	14,8 (8,7-29)	10,2 (5-14)	14 (10-18,2)
Qtzt.	22,5 (9-30)	13,3 (4,5-36)	12,8 (5-24)	16,4 (8-31)
Qtz	13,3 (4,5-29)	14,9 (3-30)	9,3 (2-26)	9,8 (3-12,1)
Rad. + Pht.	1,2 (0-7)	2,7 (0-5)	1,9 (0-5)	3 (0-8)

(1) Pourcentage moyen
(2) Pourcentages extrêmes

À titre de référence, la composition pétrographique des deux types de conglomérats dans leur province d'origine est la suivante (tableau 2) :

Tableau 2

	Voreppe (Seuil de Rives)	La Tour-du-Pin
Calcaires	85,1 (79-95,5)	39,8 (12-67,9)
Cristallins	4,1 (0-9)	23,5 (13,4-35)
Quartzites	6,2 (0-14)	17,7 (5-36)
Quartz	1,3 (0-8)	15,5 (4,2-30)
Rad.+Pht.	2,8 (0-4)	3,5 (0,5-10)

Les deux types de conglomérats se différencient ici essentiellement par leurs proportions de galets cristallins. Les écarts ne sont pas considérables car la région de la Côte-Saint-André est déjà éloignée des provinces d'origine où les faciès sont beaucoup mieux tranchés (cf. tableau 2 de référence). Il s'est produit en effet dans le bassin de sédimentation une homogénéisation par remaniement et mélange qui va croissant avec l'éloignement des sources d'apport.

Les deux types de conglomérats se présentent en bancs alternants dans la séquence stratigraphique, aussi bien dans les sables à lentilles conglomératiques de la molasse sablo-gréseuse que dans la molasse caillouteuse. D'une manière générale les conglomérats de Voreppe sont beaucoup plus grossiers (galets de diamètre fréquemment supérieur à 0,15 m, centile moyen de 1,7 à 4,7 kg) que les conglomérats de la Tour-du-Pin (galets de diamètre généralement inférieur à 0,10 m, centile moyen de 0,9 à 1,7 kg).

Du point de vue granulométrique le calibre des éléments est croissant de la base au sommet de la série conglomératique dans les deux types d'apports, mais plus nettement dans les niveaux de type Voreppe, les plus grossiers. Par contre le calibre est régulièrement décroissant d'Est en Ouest avec l'éloignement des sources, dans une proportion semblable pour les deux apports.

Dans l'ensemble, et sur tout le territoire de la feuille, ce qui ressort est une remarquable homogénéité sédimentologique tant en ce qui concerne la forme des galets qui sont peu aplatis, bien émoussés et très dissymétriques, que leur classement. Les indices morphométriques et la sédimentométrie indiquent un transport par un appareil fluvial long à régime contrasté (venues d'eau brutales) et un dépôt dans un milieu continental de type plate-forme côtière ou plaine de niveau de base.

Les conglomérats de la molasse s'étendent sur toute la surface de la feuille. Leur épaisseur s'accroît rapidement vers l'Est, où ils envahissent tous les termes de la série miocène (conglomérats compréhensifs de Voreppe, feuilles Voiron et Grenoble). Ils affleurent sur une hauteur visible de plus de 200 mètres à la Frette et Succieu, par exemple, et s'effilent progressivement vers l'Ouest, remplacés de la base vers le sommet par les molasses sableuses marine et continentale. Ainsi dans la partie occidentale de la feuille ils ne forment plus qu'une mince couverture d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur au-dessus des sables à lentilles conglomératiques dans les secteurs de Meyssiès et Beauvoir-de-Marc.

L'assise conglomératique elle-même semble être azoïque dans tout le Bas-Dauphiné. Les fossiles, principalement des Mammifères, paraissent tous issus de la molasse sablo-gréseuse. La petite carrière abandonnée de Buis (Ouest de Saint-Julien-de-l'Herms), cote 395 m, a fourni lors des levés un fragment de 3^e molaire gauche de *Mastodonte* pouvant appartenir soit à *Tetralophodon longirostris* (Vallésien, Miocène sup.) soit à *Anancus arvernensis* du Pliocène (détermination P. Tassy).

m2A. Niveaux argileux : argiles généralement bleues ou grises, litées ou non, localement jaunes ou gris verdâtre et pouvant contenir des passées ligniteuses, apparaissant en lentilles isolées de puissance métrique et d'extension latérale limitée au sein de la masse de la molasse sableuse ou conglomératique, à différents niveaux, généralement sans transition avec la formation encaissante. Il s'agit en fait d'argillites calcaires ou de marnes composées d'illite, chlorite, kaolinite, montmorillonite et minéraux interstratifiés. Les affleurements sont très rares. Deux niveaux superposés apparaissent dans le ravin du ruisseau du Moulin à l'Est du château de Vallin (coin nord-est de la feuille), aux cotes 475 et 495 approximativement. Le niveau inférieur est fossilifère et a livré *Tryptichia* sp. analogue à l'espèce de Visan, *Carichium* sp. A de Mollon et *Testacella* sp. B. de Sermenaz (dét. G. Truc, 1975). Un kilomètre environ à l'Est, au niveau du hameau de Torchefelon (feuille Voiron), l'autoroute Lyon—Grenoble a recoupé, vers les cotes 480 à 485, une vaste lentille argileuse qui

a fourni de nombreux Mollusques des espèces suivantes : *Mesodontopsis locardi*, *Megalotachea delphinensis*, *M. gualinoi*, *Planorbarius heriacensis*, *Carychium* sp. A, *Vertigo* sp. C et *Gastrocopta* sp. A de Mollon-ravin, plus *Vertigo* (*Vertilla*) sp. D de Sermenaz (G. Truc, 1975). Ces faunes sont typiques du niveau de Mollon et appartiennent au Vallésien (biozone mammalogique de Sabadell).

Formations résiduelles

Rs. Cailloutis siliceux et argiles de décalcification de la molasse caillouteuse.

Cailloutis à galets siliceux (quartz, quartzites, grès quartzeux) plus ou moins patinés de rouge violacé ou d'ocre, de calibre généralement moyen, emballés dans une matrice argilo-sableuse décalcarisée et rubéfiée. Ils affleurent en surface des collines à sommets arrondis à l'Ouest de Beauvoir-de-Marc et au Sud de Saint-Jean-de-Bournay, à un niveau inférieur à celui du plateau de Bonnevaux, où ils se manifestent par un semis de galets dans une gangue terreuse au-dessus de la molasse caillouteuse. Il s'agit, soit d'un remaniement, soit de la racine des altérites de Bonnevaux qui existent sur de grandes étendues plus au Sud. Leur épaisseur n'a pas pu être évaluée mais doit être de l'ordre de quelques mètres.

Ap2. Cailloutis siliceux et argiles du plateau de Bonnevaux. Sous les limons superficiels le plateau de Bonnevaux montre en surface et sur le haut des versants, au-dessus de la molasse caillouteuse, une formation à galets siliceux (quartz, quartzites, grès quartzeux) de gros calibre, bien arrondis, accompagnés d'une matrice argileuse rouge ou rouge orangé, plastique, analogue à la *glaise* de Chambaran (feuille Beaurepaire). Il n'en existe aucun affleurement net dans le cadre de cette feuille, aussi donnerons-nous la description succincte de cette formation telle qu'elle se montre dans le plateau de Chambaran.

Il s'agit de cailloutis à galets polygéniques (siliceux, calcaires, cristallins, gréseux, etc.) dont les éléments altérables présentent une décomposition croissante du bas vers le haut : cristallins arénisés à argilifiés, calcaires décarbonatés à argilifiés, grès calcaires id., finissant par se fondre dans la matrice de plus en plus argileuse vers le sommet de la formation où l'on ne distingue plus que les fantômes des éléments sous forme de plages de la forme et de la taille des galets initiaux, devenus de la même consistance que la matrice. Seuls les galets siliceux paraissent intacts ou affectés seulement d'un mince cortex de rubéfaction. Vers la base par contre la formation altérée passe progressivement au cailloutis *frais* de la roche-mère, dans laquelle les éléments cristallins sont déjà très fragilisés ou arénisés mais non argilifiés. Ce passage progressif a été observé au sommet des cailloutis pliocènes de Lens-Lestang, mais n'a pas pu l'être sur les conglomérats miocènes du camp et de la forêt de Chambaran en amont.

Dans le plateau de Bonnevaux les argiles rouges à quartzites font partout suite aux conglomérats de la molasse miocène, mais leur passage n'est pas visible. On peut cependant avancer l'hypothèse qu'il s'agit ici, comme probablement en amont du plateau de Chambaran (Camp, forêt), d'une altérite affectant la surface des conglomérats miocènes, donc post-miocène. Cependant nous l'avons noté Ap2, comme sur la feuille Beaurepaire, par souci d'homogénéité.

L'épaisseur de ces glaises de Bonnevaux est difficilement estimable dans le cadre de la feuille. On les voit affleurer sur tous les hauts des versants du pourtour du plateau et des vallées et ravins qui l'entaillent sur une hauteur variable de plusieurs dizaines de mètres. Mais cette épaisseur peut être exagérée par le colluvionnement généralisé dont elle est l'objet en raison de la nature très plastique du matériel. Là où les conglomérats molassiques non décomposés affleurent le plus près de la surface on peut estimer cette épaisseur à une quarantaine de mètres au maximum, chiffre dont l'ordre de grandeur rejoint celui des altérites de Chambaran au puits du Plâtre (feuille Beaurepaire).

Quaternaire

Les terrains quaternaires affleurant dans le cadre de la feuille sont de nature essentiellement glaciaire (moraines, alluvions fluvio-glaciaires, limons dérivant de loess éoliens), secondairement fluviale (alluvions de fond de vallée) et colluviale (formations de versant). On y trouve les dépôts des trois dernières glaciations (Mindel, Riss et Würm), ceux des deux dernières étant particulièrement développés ; les dépôts récents post-wurmiens sont très peu étendus. On n'y connaît pas de témoins du Quaternaire antérieur au Mindel.

Formations non datées

On a regroupé sous cette rubrique les limons des terrasses anté-wurmiennes et du plateau de Bonnevaux, qui peuvent représenter une chronologie étendue depuis le Villafranchien jusqu'au Würm ancien, et certains cailloutis d'origine fluvio-glaciaire que leur position topographique ne permet pas d'attribuer à un alluvionnement daté.

FG. Alluvions fluvio-glaciaires d'âge indéterminé. On a noté ainsi deux petits placages de cailloutis, l'un à la base du versant molassique au Nord de la Détourbe, l'autre à la pointe ouest de la colline cotée 459 m au Sud de Saint-Jean-de-Bournay. Il s'agit de cailloutis à galets siliceux et calcaires de taille variable, apparemment sans éléments cristallins, remaniant des blocs de grès, de la molasse, et localement fortement consolidés (la Détourbe). Ces cailloutis sont détachés de tout contexte morphologique, mais le lambeau de Saint-Jean-de-Bournay, dominant la basse terrasse supérieure, est probablement rissien alors que celui de la Détourbe peut être aussi bien daté du Riss que du Würm.

OE1. Limons des terrasses anté-wurmiennes et du plateau de Bonnevaux. Les limons occupent de vastes surfaces sur la feuille la Côte-Saint-André. On les trouve avec sensiblement les mêmes faciès sur toutes les surfaces planes situées topographiquement au-dessus des basses terrasses et des fonds de couloirs fluvio-glaciaires en relation avec les moraines internes wurmiennes, position qui a facilité leur conservation. Ainsi on a réuni sous ce symbole plusieurs générations de limons, d'âge et de nature probablement très différents :

- les limons du plateau de Bonnevaux et de ses annexes,
- les limons des hautes et moyennes terrasses,
- les limons de colmatage de la vallée morte du Dolon.

C'est un sédiment fin, limono-argileux, sans structure sédimentaire, compact et devenant massif en profondeur (augmentation du taux d'argile) surtout pour les limons des plateaux, sans calcaire mais vraisemblablement calcaire à l'origine.

Ses caractéristiques granulométriques sont relativement uniformes et semblables à celles des limons d'altération (lehm) des loess calcaires connus dans l'axe de la vallée du Rhône (2 à 5 % de sables grossiers, 10 à 20 % de sables fins, 35 à 75 % de silts, 10 à 20 % d'argiles). Du point de vue minéralogique, l'illite est partout dominante, mais relativement moins abondante en surface qu'en profondeur ; la kaolinite est présente partout en quantité à peu près égale tandis que la vermiculite n'apparaît que dans les sols les plus évolués et les plus acides.

• **Limons des plateaux de Bonnevaux.** Le plateau de Bonnevaux est entièrement recouvert d'une couche de limons superposée aux altérites de la molasse caillouteuse. De teinte générale jaune-gris à jaune blanchâtre ils sont caractérisés par un faciès bariolé avec taches rouille et plages grises de réduction en surface (marmorisation), large réseau de traînées verticales grises devenant bleutées et de plus en plus argileuses en profondeur (pseudogley), avec localement des revêtements, amas et concrétions noirs ferro-manganiques plus ou moins durcis pouvant atteindre 1 cm de diamètre. En surface on observe souvent un horizon blanchi poudreux constitué par un fin résidu de quartz.

On trouve leur équivalent dans les limons du plateau de Chambaran au Sud (feuilles Beaurepaire et Serrières), où leur origine éolienne est certaine à Mont-Rebut, au-dessus de Saint-Vallier. Il s'agit là de loess calcaires à bancs durcis et à faune de Mammifères du Villafranchien moyen situés à l'extrémité du plateau dominant la vallée du Rhône (feuille Serrières). Leur âge n'est pas connu ici, mais ils peuvent représenter un complexe loessique s'étendant du Villafranchien jusqu'au Würm. Leur épaisseur non plus n'est pas connue, mais elle est certainement de plusieurs mètres (peut-être jusqu'à 10 m comme sur le Chambaran).

Les sols sur ces limons sont lessivés acides (pH5), hydromorphes, battants, de texture moyenne avec horizon blanchi de surface et horizons d'accumulation à amas ferrugineux et niveaux de concrétions ferrugineuses (limons planosoliques). Ils portent naturellement une forêt de châtaigniers avec hêtres et bouleaux, accompagnés par un sous-bois de fougères.

● **Limons des hautes et moyennes terrasses.** Les hautes et moyennes terrasses attribuées au Mindel (Tourdan) et au Riss (Faramans—Sardieu, etc.) sont uniformément recouvertes de limons non calcaires, qui en masquent complètement la surface. Des limons semblables recouvrent aussi partiellement les moraines externes et le substrat miocène là où ils présentent des surfaces relativement planes et horizontales comme dans les secteurs de Saint-Jean-de-Bournay à Beauvoir-de-Marc et de Pajay, la colline de Champier et le bois d'Autimont ainsi que la moraine intermédiaire du Not.

Leurs caractéristiques sédimentologiques les apparentent étroitement aux lehm et loess des terrasses rhodaniennes correspondantes (sables grossiers de 3 à 7 %, sables fins de 12 à 16 %, silts de 58 à 65 %, argiles de 13 à 25 %); leur faciès est très voisin de celui des limons de Bonnevaux, mais les phénomènes d'hydromorphie y sont beaucoup moins développés.

Ils sont affectés de sols bruns profonds faiblement lessivés à lessivés, de texture moyenne en surface, plus lourde en profondeur, avec horizon B textural en voie de différenciation (débit polyédrique grossier sur les moyennes terrasses, devenant prismatique sur la haute terrasse). Ils présentent sur la haute terrasse une hydromorphie caractérisée par un bariolage de type pseudogley en plages et langues associées à de nombreuses concrétions ferro-manganiques. Ce sont des sols peu acides (pH de 5, 5 à 7).

L'épaisseur des limons est relativement irrégulière : 1 à 4 m à Tourdan, 1,5 m à Faramans, 0 à 1 m sur la terrasse des Feuges, 1,5 à plus de 3 m sur la terrasse de Sardieu.

On ne connaît pas leur âge, mais ils recouvrent toujours un puissant paléosol développé en surface des alluvions des hautes et moyennes terrasses. Dans le cas de la plus basse terrasse rissienne (Sardieu), les limons ne peuvent être que wurmiens si l'on considère que la pédogenèse des alluvions est interglaciaire (Riss-Würm). Les limons des moyennes terrasses supérieures et des hautes terrasses peuvent s'étendre sur une période allant du Mindel moyen au Würm. On peut dire aussi que le dépôt des limons n'est pas postérieur au dépôt de la basse terrasse supérieure des Burettes, premier alluvionnement wurmien connu, dont la surface en est exempte. Si les limons sont en partie wurmiens, ils sont donc plus anciens ou tout au plus contemporains de l'édification de la plus ancienne terrasse wurmienne de la Bièvre.

● **Limons de colmatage de la vallée du Dolon.** Le couloir du Dolon sépare le plateau de Bonnevaux de la colline allongée à substrat miocène de Pommier-de-Beaurepaire qui domine la terrasse de Tourdan en Valloire. Suspendue, à son extrémité en amont, d'une cinquantaine de mètres au-dessus de la moyenne terrasse de Faramans—Lapeyrouse, sa surface se raccorde en aval à la surface de la terrasse de Tourdan. C'est vraisemblablement un ancien chenal d'écoulement d'eaux fluvio-glaciaires, antérieur

au Riss. Ce couloir est entièrement colmaté et sur une grande épaisseur par des limons qui font suite aux limons de la terrasse de Tourdan (feuille Vienne). Le remplissage limoneux dessine en plan une série de cônes jointifs relativement réguliers et aplanis dont les sommets sont branchés sur une série de ravins qui entaillent le versant nord du plateau de Bonnevaux et le remontent jusqu'au sommet.

Une carrière située au Nord de l'étang des Moilles permet d'observer le faciès de cette formation : il s'agit d'un limon jaune clair à jaune-gris, panaché, homogène, compact, présentant en paroi une série de douze niveaux superposés d'épaisseur inégale dont une grosse lentille de cailloutis siliceux (galets de quartzites remaniés des altérites de Bonnevaux) de taille relativement faible (diamètre \leq à 10 cm), à matrice limoneuse, et une petite lentille caillouteuse de même faciès vers la base. Les couches de limon sont alternativement soit homogènes soit panachées avec taches rouille et langues blanches verticales de dégradation pouvant traverser plusieurs niveaux. Des concrétions noires ferro-manganiques relativement dures sont disséminées mais peuvent constituer des lits plus sombres et localement un niveau à grande densité (couche noire d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur vers le tiers inférieur de la coupe). À la base le faciès devient plus argileux (couche d'argile gris blanchâtre plastique). L'épaisseur des limons visibles dans la carrière est d'une dizaine de mètres. Un sondage à la tarière à partir du plancher de l'exploitation a traversé 6 m de limons jaunes peu ou faiblement panachés, avec rares taches rouille, enduits et concrétions ferro-manganiques (sauf un niveau d'une dizaine de centimètres près du fond) sans atteindre le substrat. Ils ont donc une épaisseur minimale d'environ 16 mètres.

Le litage de l'ensemble est subhorizontal, à léger pendage vers le Sud (aval). Les limites des différentes couches semblent irrégulières et progressives sauf en ce qui concerne la couche caillouteuse intermédiaire dont la base est une nette surface de ravinement. Tous ces limons sont dépourvus de calcaire et leur faciès d'ensemble très voisin de ceux du plateau de Bonnevaux qui les domine immédiatement au Nord.

Les conditions de gisement de cette formation, sa morphologie superficielle et son faciès indiquent qu'il s'agit vraisemblablement de limons de solifluxion ou/et de ruissellement dérivant directement des limons en place du plateau de Bonnevaux et des altérites qui en forment le substrat.

OE1/Jx. Limons non calcaires de faible épaisseur sur formations reconnues. On a représenté ainsi les secteurs où les limons superficiels possèdent une épaisseur de l'ordre du mètre ou un peu moins : en-dessous de quelques décimètres ils n'ont pas été figurés. Sont dans ce cas le couloir de Villeneuve-de-Marc et la butte des Bruyères (OE1/FGxa), l'amont de la terrasse de Lapeyrouse au pied de la terrasse de Tourdan (OE1/FGxa), le cône de déjection de Commelle (OE1/Jx), la terrasse de Lieudieu (OE1/Fx), les moraines externes du bois d'Autimont et du plateau de Pajay (OE1/Gxa), les moraines du versant sud du Banchet à l'Ouest de la Côte-Saint-André (OE1/Gx), le relief morainique intermédiaire du Not (OE1/Gxb) ainsi que les altérites du sommet de la colline de Pommier-de-Beaurepaire (OE1/tp2).

Mindel. Hautes terrasses et moraines associées

On attribue par définition au Mindel le système des hautes terrasses à couverture d'altération épaisse et très rubéfiée (*ferretto* des anciens auteurs), situées en contre-haut du complexe des moyennes terrasses fluvio-glaciaires et des moraines externes associées datées par définition du Riss.

Sur la feuille la Côte-Saint-André les hautes terrasses sont représentées essentiellement par la terrasse de Tourdan en Valloire et les niveaux supérieurs de Flévin et Nantoin dans la vallée du Liers. C'est sur cette feuille aussi que se trouve le témoin morainique relativement le plus éloigné des Alpes connu en Bas-Dauphiné : la moraine de Tourdan, fossilisée par les alluvions de la haute terrasse, 7 km en aval

de l'amphithéâtre des moraines externes de Beaufort—Pajay. Cette moraine implique l'avancée en Valloire d'un glacier plus puissant que le glacier rissien traditionnellement désigné comme le plus étendu à la périphérie des Alpes, au minimum au moment du dépôt de la terrasse de Tourdan qui est le premier alluvionnement mindélien connu dans la région. Une discussion sur l'âge de cette avancée glaciaire ancienne est exposée dans l'histoire géologique sommaire.

Gwa. Moraine mindélienne. Une moraine de fond argileuse, à matrice grise abondante et cailloutis polygéniques (calcaires : 68 %, cristallins : 6,5 %, siliceux : 23 %)^(*), accompagnée de blocs erratiques anguleux de roches diverses apparaît à la base de la rive gauche du ravin de la Derroy au Sud-Est de Tourdan (localité de la feuille Serrières) dans le coin sud-ouest de la feuille. Elle est recouverte par les alluvions fluvio-glaciaires altérées de la haute terrasse de Tourdan mais elle n'a subi elle-même aucune altération notable. F. Bourdier qui la découvrit en 1938 l'attribua à la glaciation de Mindel et la mettait en relation avec cette haute terrasse. Toutefois il évoqua plus tard (1961) la possibilité d'un âge plus ancien, le Günz, d'après des considérations d'altération relative de la moraine et des alluvions qui la surmontent.

Il est vrai qu'au seul vu de la coupe on peut faire l'hypothèse que la moraine se situe à la base des alluvions de la terrasse et l'attribuer ainsi à un épisode antérieur qui pourrait être le Günz. Mais on doit remarquer que nulle part dans la coupe de la Derroy ni sur le pourtour de la terrasse de Tourdan on ne voit apparaître le substratum. Or des données récentes (P. Mandier 1967) tendraient à montrer qu'au niveau de l'affleurement morainique l'épaisseur des alluvions de Tourdan serait de l'ordre d'une cinquantaine de mètres. La moraine se trouvant tout au plus à une vingtaine de mètres sous la surface de la terrasse, si ces données sont exactes, elle se situerait non à la base mais à l'intérieur du remblaiement alluvial et serait par conséquent contemporaine de la terrasse de Tourdan.

FGwa. Alluvions fluvio-glaciaires mindéliennes de la terrasse de Tourdan. Cailloutis à galets polygéniques (calcaires : 72 à 75 %, cristallins : 2,5 à 10 %, quartzites : 15 à 22 %)^(**) grossiers, à matrice sablo-graveleuse formant la haute terrasse supérieure de la Valloire en aval des moraines externes (coin sud-ouest de la feuille). En effet il n'existe pas de haute terrasse en Bièvre, en amont de l'amphithéâtre des moraines externes. Elle est attribuée au Mindel depuis Penck (*deckenschotter* récent) qui y voyait un cône de transition fluvio-glaciaire proche d'un front glaciaire d'après sa pente superficielle se relevant fortement vers l'amont. C'est la plus élevée des deux hautes terrasses mindéliennes de Valloire, Tourdan et Grande-Neuve (ou Agnin)—Anneyron, donc la plus ancienne, datée par F. Bourdier du Mindel I.

L'épaisseur visible des alluvions est d'une trentaine de mètres; l'épaisseur estimée par géophysique varie de 70 m à l'amont à une vingtaine de mètres à l'aval (P. Mandier 1977). La partie supérieure est altérée en un paléosol épais de 6 à 8 m sous les limons superficiels. L'altération consiste en la décalcarisation de la matrice et des galets calcaires qui disparaissent complètement à la partie supérieure, et subsistent dessous à l'état de fantômes ou de galets allégés dont il ne reste que la trame siliceuse pour les calcaires siliceux et grès calcaires, en l'arénisation, l'argilisation et la disparition progressive des galets cristallins vers le haut du profil. Seuls les éléments siliceux (quartz, quartzites, etc.) restent intacts. Corrélativement il y a argilification de la matrice sableuse qui devient très argileuse et intense rubéfaction lui conférant une teinte rouge caractéristique (2,5 YR à 10 R), le *ferretto* des auteurs italiens. Cette altération est datée de l'interglaciaire Mindel-Riss par

(*) Données d'après P. Mandier (1978).

(**) Données d'après M. Bornand (1978) et P. Mandier (1978).

F. Bourdier (1961) en raison de la couverture limoneuse qu'il rapporte au Riss et au Würm.

FGwb. Terrasse de Flévin. On a noté ainsi les lambeaux résiduels de terrasse de Flévin et de Lanconnay plaqués à la base des versants molassiques de part et d'autre du débouché de la trouée de Champier dans la vallée morte du Liers. Ils appartiennent au niveau supérieur du système des terrasses du Liers antérieur à la grande terrasse de Faramans—Lapeyrouse attribuée au Riss. Il n'existe actuellement aucune coupe permettant de décrire ces alluvions, d'origine probablement fluvio-glaciaire et de faciès sans doute voisin de celui des alluvions de Faramans. En surface n'apparaît qu'un semis de galets bien arrondis de quartzite relativement homométriques, sur les rebords d'érosion dégagés de la couverture de limons.

L'appartenance de ce niveau au Mindel est problématique. La notation n'a été proposée que relativement à celle de la terrasse de Faramans, plus récente, attribuée au plus haut niveau du Riss car mise en parallèle avec la terrasse de Marcollin issue des moraines externes (feuille Beaurepaire). Il pourrait représenter un niveau supérieur de la haute terrasse rissienne d'autant plus que le glacier rhodanien des moraines externes s'est vraisemblablement avancé dans la vallée du Liers jusqu'à l'Ouest d'Ornacieux, contre la colline du Banchet, largement en aval du secteur de Flévin—Lanconnay.

FGwc. Terrasse de Nantoin. Elle se présente comme la terrasse de Flévin, à un niveau inférieur d'une dizaine de mètres. Le témoin principal se trouve à Nantoin même; un niveau plus réduit s'étage en contrebas de la terrasse de Flévin entre Champier—Vernondière et le Contour. Le problème chronologique est le même que celui du niveau de Flévin.

Les deux niveaux de Flévin et Nantoin sont recouverts de limons. L'épaisseur de leurs alluvions peut être estimée à 20-30 m au minimum au-dessus du remblaiement wurmien.

Riss. Moyennes terrasses et moraines externes et intermédiaires

On a représenté sur la carte comme appartenant à la glaciation rissienne le complexe des moraines externes et intermédiaires qui ne sont nettement séparées qu'en Bièvre-Valloire (moraines de Pajay—bois d'Autimont et de Sardieu—la Côte-Saint-André respectivement) et le complexe des moyennes terrasses qui s'y rattachent, composé de deux systèmes, chacun étant subdivisé en plusieurs niveaux. Ces dépôts sont partiellement recouverts de limons, notamment les terrasses, à la différence des dépôts plus récents du Würm.

Les moraines externes sont ainsi désignées car ce sont les plus éloignées des Alpes d'où étaient issus les glaciers, donc marquant leur plus grande extension reconnaissable par des dépôts glaciaires relativement continus. Elles sont attribuées par définition au Riss (A. Penck) d'après des considérations morphologiques, pédologiques et stratigraphiques (recouvrements limoneux). La glaciation rissienne est donc considérée généralement comme la plus étendue, mais nous avons vu précédemment (histoire géologique, Mindel) qu'il existe au moins une glaciation antérieure, peut-être deux, susceptibles d'avoir eu une extension plus grande encore en Bièvre-Valloire.

Deux domaines glaciaires se partagent la feuille la Côte-Saint-André :

- le domaine du glacier du Rhône au Nord, limité grossièrement par la bordure septentrionale du plateau de Bonnevaux et la colline du Banchet;
- le domaine du glacier de l'Isère au Sud, limité par la colline du Banchet et le bois d'Autimont (Bièvre).

Les moraines externes Gxa se distinguent bien, en Bièvre-Valloire, des moraines intermédiaires. Elles constituent la colline du bois d'Autimont et le plateau morainique de Pajay correspondant aux vallums de Beaufort (feuille Beaurepaire). On les

relie généralement à la moyenne terrasse fluvio-glaciaire supérieure de Lapeyrouse, dont le prolongement en amont est la terrasse de Faramans. Mais la filiation directe moraines de Pajay—terrasse de Faramans—Lapeyrouse n'est pas évidente, la terrasse recoupant la moraine. Cette relation est indirecte car on considère que la terrasse de Lapeyrouse est l'équivalent de la terrasse de Marcollin qui, sur la rive sud de la Bièvre-Valloire, est le véritable cône de transition fluvio-glaciaire issu des arcs morainiques externes de Beaufort (feuille Beaurepaire).

Les moraines intermédiaires Gxb apparaissent à l'amont de Sardieu, à la base de la terrasse du même nom entre Sardieu et la Côte-Saint-André, et constituent la colline morainique du Not à l'Est de cette ville. Elles sont isolées des moraines externes par le couloir wurmien des Burettes et paraissent en relation avec la moyenne terrasse inférieure de Sardieu qui les recouvre. Celle-ci correspond à la terrasse des Feuges qui se prolonge par la terrasse des Poipes inscrite en contrebas de la terrasse de Lapeyrouse—Faramans au Sud de Pajay (feuille Beaurepaire). La terrasse de Sardieu est donc une moyenne terrasse inférieure, ce qui justifie la séparation des deux systèmes intermédiaire et externe. On note aussi que, sur l'autre rive de la Bièvre, le système des moraines intermédiaires et de la moyenne terrasse inférieure de Saint-Siméon-de-Bressieux est nettement distinct morphologiquement du système externe de Beaufort—Marcollin. Mais la question de savoir si ces deux systèmes correspondent à des épisodes glaciaires différents ou à un seul épisode comprenant un maximum et un stade de retrait reste posée.

Dans le domaine du glacier du Rhône par contre, on n'a pas pu distinguer morphologiquement de moraines externes et intermédiaires. La zone d'affleurement des moraines externes *l.s.* constitue en effet un liseré très étroit entre le rebord du plateau de Bonnevaux ou les collines de Saint-Jean-de-Bournay et la ligne des moraines internes. Par contre deux niveaux de terrasses fluvio-glaciaires existent dans le secteur de Villeneuve-de-Marc, correspondant peut-être aux deux systèmes de moyennes terrasses de Bièvre-Valloire.

Les domaines morainiques et fluvio-glaciaires rhodanien et isérois se reconnaissent aussi par leur composition pétrographique : forte dominance des calcaires et grande pauvreté en cristallins pour les dépôts du glacier du Rhône, dominance des calcaires mais forte proportion de cristallins pour ceux du glacier de l'Isère. Ces caractéristiques doivent refléter celles des zones d'affleurement de ces roches dans les bassins d'origine et les régions traversées par les deux glaciers.

Gxa. Moraines externes. Formation argilo-sableuse à galets, cailloux et blocs anguleux de nature variée, mélangés en proportion variable, à structure anarchique et généralement caractérisée par la présence d'éléments calcaires polis et striés. C'est le faciès banal de la moraine déposée directement par le glacier, sans remaniement par les eaux de fusion. Le faciès isérois est caractérisé par sa richesse en cailloutis cristallins (16 à 25 %), et sa pauvreté relative en siliceux (11 à 24 %), les calcaires constituant toujours l'essentiel (58 à 64 %)^(*). Le faciès rhodanien par contre est très pauvre en cristallins (jusqu'à 0 %), riche en siliceux et à dominante calcaire. Il semble résulter essentiellement du remaniement par le glacier des conglomérats molassiques du substrat.

Un faciès particulier est visible à l'extrémité sud-ouest du bois d'Autimont (carrière des Granges), où la moraine iséroise est à galets relativement homométriques, de taille moyenne à petite, grossièrement litée avec un net pendage vers l'Ouest (aval), et recouvre des sables gris lités plus ou moins chargés de galets, d'origine glacio-lacustre (faciès de remaniement au contact glace-versant).

(*) Données d'après P. Mandier (1978).

Les limites d'extension des deux glaciers peuvent être relativement bien reconstituées d'après les dépôts et la morphologie.

Le glacier du Rhône ne semble pas avoir dépassé les Bruyères dans le couloir de Beauvoir-de-Marc, a contourné la colline de Beauvoir et poussé un lobe dans la dépression de Saint-Jean-de-Bournay jusqu'au Geivrier en amont du couloir de Villeneuve-de-Marc. De là sa limite coïncide *grosso modo* avec le rebord nord du plateau de Bonnevaux jusqu'à Champier. Il est possible qu'une langue de glace se soit avancée dans la vallée du Liers en aval de Nantoin comme l'indiqueraient quelques blocs erratiques et les moraines plaquées sur la colline du Banchet à l'Est d'Ornacieux. Il est toutefois certain que le glacier a débordé les collines de Champier et s'est avancé contre le Banchet à l'Est de Mottier.

La limite du glacier se marque aussi dans la morphologie et par la présence de nappes fluvio-glaciaires en aval : modelage des collines molassiques du secteur de Villeneuve-de-Marc (couloir de Geivrier à Villeneuve, brèche des Petits-Monts empruntée par la N 518, origine des cailloutis fluvio-glaciaires qui remplissent les vallées de la Gère et de la Valèze en aval), creusement du chenal de la Bâtie à Châtonnay, largement réutilisé au Würm, du profond ravin des Effeuilers au Grand-Nantoin à l'Ouest de Champier, et surtout creusement initial des couloirs de Champier et d'Eydoche.

Le glacier de l'Isère s'est avancé en Bièvre jusqu'au bois d'Autimont, butte relativement élevée située dans le prolongement de la colline du Banchet et probablement formée d'un noyau de conglomérats miocènes au-dessus de la molasse sableuse qui affleure à Faramans. Selon toute vraisemblance il s'est étendu un peu plus loin vers l'Ouest que les actuelles moraines externes car les limites de la colline d'Autimont et du plateau morainique de Pajay sont des limites d'érosion par les eaux fluvio-glaciaires rhodaniennes qui ont apporté les alluvions des terrasses de Lapeyrouse—Faramans et des Feuges—les Poipes. Réunies en Valloire, les eaux fluvio-glaciaires iséroises et rhodaniennes ont alluvionné la moyenne terrasse de Lapeyrouse.

Gxa/m2S. **Moraine rissienne de faible épaisseur sur formation reconnue.** On a représenté ainsi le versant ouest de la colline du bois d'Autimont où la moraine semble former un mince recouvrement sur le substratum molassique probable de ce relief.

On a noté Gx/m2P les placages de moraine externe non subdivisée qui recouvrent sur une épaisseur de l'ordre de 1 m ou moins les collines de Châtonnay, Champier—Bizones et certaines parties de versant relativement escarpées de la colline du Banchet.

FGxa. **Alluvions fluvio-glaciaires des moyennes terrasses supérieures.** Cailloutis polygéniques à galets relativement arrondis de toutes tailles et matrice sablo-graveleuse, à lits et lentilles de sables, présentant un litage horizontal net et formant un système de moyennes terrasses à l'aval des moraines externes. Ces terrasses existent dans deux secteurs : Villeneuve-de-Marc au Nord-Ouest, vallée du Liers au Sud-Ouest où la terrasse de Faramans, prolongement en amont de la terrasse de Lapeyrouse (feuille Serrières), est mise en parallèle avec la terrasse de Marcollin issue directement de l'arc de Beaufort qui fait partie de l'amphithéâtre des moraines externes (feuille Beaurepaire).

Les alluvions de Villeneuve-de-Marc sont typiquement fluvio-glaciaires : matrice fine abondante vers la base avec présence de galets striés, blocs roulés de moraine argilo-caillouteuse remaniée, donc à influences glaciaires proches, le faciès devenant d'allure nettement fluvatile vers le sommet. La composition pétrographique est typiquement rhodanienne (dominance des calcaires, abondance des siliceux, traces de cristallins). L'épaisseur visible est d'une trentaine à une quarantaine de mètres,

l'épaisseur réelle probablement plus. Ces cailloutis remplissent un couloir fossile creusé dans le substrat molassique au Nord de Villeneuve-de-Marc entre la vallée de la Géronde et celle de la Gère. Elles ont comblé les thalwegs de la Valèze et de la Gère par les brèches de Mépin, de Geivrier et des Petits-Monts façonnées par le front du glacier du Rhône.

Les alluvions de la terrasse de Faramans traduisent une double origine : rhodanienne en amont dans le Liers (calcaires : 80 %, cristallins : 1 %, quartzites : 15 % à la coupe d'Arzay), mixte Rhône—Isère au confluent Liers—Valloire (calcaires : 76 %, cristallins : 10 %, quartzites : 14 % à la coupe du Besset)(*).

L'altération superficielle est importante mais nettement moindre, notamment en épaisseur, que celle de la haute terrasse de Tourdan. Le paléosol sous limon a une puissance visible de l'ordre de 3 m, un taux d'argilification de 35 à 40 % et une couleur brune (7,5YR5/8)**).

L'épaisseur visible des alluvions est d'une trentaine de mètres sur le rebord de la terrasse, mais leur base est noyée par le remblaiement wurmien. Leur puissance totale atteindrait une soixantaine de mètres sinon plus (P. Mandier, 1977). À cette moyenne terrasse supérieure se rattachent peut-être les niveaux légèrement plus élevés de Nantoin et de Flévin, en amont, notés FGwc et FGwb, pour des raisons indiquées précédemment (Mindel).

Gxb. Moraines intermédiaires. Les moraines intermédiaires n'ont été représentées sur la carte que dans la Bièvre (glacier de l'Isère), où elles sont connues depuis 1910 (M. Gignoux et W. Kilian) sous le nom de moraines de la Côte-Saint-André. Elles affleurent à la base du talus oriental de la terrasse de Sardieu et constituent la butte à relief très adouci du Not qui s'allonge au milieu du remblaiement wurmien à l'Est de la Côte-Saint-André. Le faciès des moraines de Sardieu est semblable à celui des moraines intermédiaires de Saint-Siméon-de-Bressieux sur la rive sud de la Bièvre (feuille Beaurepaire) : argiles grises à galets et blocs, alors que la moraine du Not a une texture plus sableuse. Leur composition pétrographique est typiquement iséroise (calc. : 63 %, crist. : 20 %, qtz : 16 %)(**).

Le système des moraines intermédiaires et des moyennes terrasses inférieures fluvi-glaciaires est bien distinct en Bièvre-Valloire du fait de la grande distance (25 km) qui sépare les moraines externes des moraines internes. Il n'en est pas de même en ce qui concerne le glacier du Rhône au Nord car il ne s'agit pas ici de sa partie terminale, qui s'avancéait beaucoup plus loin vers l'Ouest jusqu'au-delà du Rhône (feuille Vienne), mais de sa marge latérale gauche déjà lointaine du front (une vingtaine de kilomètres). Cela se traduit par le télescopage des moraines des deux glaciations, d'autant plus que le glacier rissien rencontrait l'obstacle du plateau de Bonnevaux et ne pouvait donc s'étaler librement comme l'a fait le glacier de l'Isère en Bièvre. Dans l'étroite bande de moraine externe subsistante il n'a pas été possible de mettre en évidence de subdivision morphologique.

Au point de vue chronologie, on ne sait pas si ces moraines correspondent à une simple étape de retrait du glacier des moraines externes, s'il s'agit d'un stade de réavancée glaciaire succédant à un interstade de la glaciation rissienne ou si elles appartiennent à une véritable glaciation indépendante, au même titre que le Riss et le Würm, succédant à un interglaciaire du même type que le Riss-Würm. La synthèse la plus récente (F. Bourdier, 1961) n'a considéré que les deux premières hypothèses, sans faire de choix, et il n'existe à ce jour aucun argument pour trancher dans le cadre de la feuille.

(*) Données d'après M. Bornand (1978).

(**) Données d'après P. Mandier (1978).

FGxb1, FGxb2. **Alluvions fluvio-glaciaires des moyennes terrasses inférieures.** Cailloutis à galets polygéniques et matrice sablo-graveleuse, bien lités horizontalement, formant le système des moyennes terrasses liées aux moraines intermédiaires. Cette relation est manifeste dans la terrasse de Sardieu, à l'Ouest de la Côte-Saint-André (Bièvre), où les alluvions ravinent et recouvrent les moraines intermédiaires à la base de l'escarpement (la Rivoire). L'autre secteur de développement de cette terrasse est celui de Villeneuve-de-Marc.

La terrasse de Sardieu se retrouve sur l'autre rive du débouché du Liers dans la terrasse des Feuges, prolongement en amont de la terrasse des Poipes (feuille Beaurepaire). C'est une formation complexe comportant un élément de cône de déjection de provenance rhodanienne branché sur la vallée du Liers et remontant en Bièvre (contre-pente sensible vers l'Est) où il se raccorde à des alluvions iséroises (calc. : 47 %, crist. : 37,6 %, qtz : 10,3 %)(^{*)}).

Sous une couverture limoneuse superficielle de plusieurs mètres d'épaisseur le paléosol serait très épais (4 à 5 m), relativement peu argilié (33,5 %) et de couleur rouge jaunâtre (5YR5/6)(^{*)}).

Cette terrasse a été notée FGxb1 car il existe un petit niveau intermédiaire entre celle-ci et la terrasse wurmienne des Burettes à l'Ouest de Sardieu, noté FGxb2, qui n'est probablement qu'un niveau de creusement de FGxb1.

Dans le secteur de Villeneuve-de-Marc on a noté FGxb un niveau encaissé dans le remblaiement de la moyenne terrasse supérieure, relativement peu développé et sans liaison visible avec des moraines. Il pourrait s'agir aussi d'un simple niveau de creusement du remblaiement principal.

L'épaisseur visible des alluvions est d'une vingtaine de mètres à Sardieu, une quarantaine de mètres dans la Varèze au Nord de Meyssiès. Mais ce ne sont que des chiffres minimaux.

Gx. **Moraines externes non subdivisées.** On a noté ainsi l'étroite bande des moraines externes rhodaniennes qui s'alignent de Charantonnay au Sud de Bizonnas par Saint-Jean-de-Bournay, Châtonnay et Champier, dans lesquelles il n'est pas possible de distinguer, comme en Bièvre, de système externe et intermédiaire. Le faciès est celui d'une moraine de fond, à matrice argilo-sableuse compacte très abondante, de couleur gris bleuté à jaunâtre, avec des cailloutis à galets calcaires dominants, des galets siliceux et très peu de cristallins sauf parmi les blocs de grande taille cependant peu nombreux. Ce dépôt semble essentiellement remanié de la molasse caillouteuse sous-jacente. On a noté de même les placages morainiques de la colline du Banquet.

FGx. **Alluvions fluvio-glaciaires rissiennes non subdivisées.** On a réservé cette notation à la petite terrasse de la Condamine, au Sud d'Eydoche (amont Liers) qui s'élève de peu au-dessus de la plaine wurmienne du Liers, dont la surface est recouverte de limons et qui semble liée aux moraines externes de Bizonnas.

Fx. **Alluvions fluviales rissiennes non subdivisées.** Cailloutis à galets siliceux (quartzites, grès quartzeux, quartz) plus quelques galets de calcaires décalcarisés et plus ou moins fragmentés emballés dans une matrice sablo-argileuse également siliceuse, à bon litage horizontal d'ensemble. Ces alluvions remplissent la haute vallée de la Gère et le ruisseau de Girieux en amont de la moyenne terrasse fluvio-glaciaire de Villeneuve-de-Marc, à laquelle la terrasse de Lieudieu semble se raccorder. Ce sont des alluvions de remaniement des altérites du plateau de Bonnevaux appauvries de tous leurs éléments altérés et fragilisés (notamment les galets cristallins).

Jx. **Alluvions torrentielles de Commelle.** Cailloutis à galets siliceux et matrice sablo-argileuse non calcaire de remaniement des poudingues molassiques et des altérites

(^{*)} Données d'après P. Mandier (1978).

de Bonnevaux constituant le cône de déjection de Commelle, au débouché du ravin du Moulin. Ces alluvions confluent et recouvrent localement l'amont de la moyenne terrasse supérieure de Faramans—Lapeyrouse.

Würm. Basses terrasses et moraines internes

La glaciation wurmienne est classiquement définie par le complexe des moraines internes ou récentes et des basses terrasses fluvio-glaciaires qui en dérivent. Sur cette feuille les moraines internes sont particulièrement développées dans le domaine du glacier rhodanien, alors que celles du glacier de l'Isère n'apparaissent pas, celui-ci n'ayant pas dépassé l'amont de la Bièvre (feuilles Voiron et Grenoble).

Les basses terrasses fluvio-glaciaires sont aussi particulièrement étendues. On saisit parfaitement leur naissance dans le système des arcs morainiques internes. Elles remplissent les couloirs de la Détourbe, le fond de la vallée du Liers dans lesquels elles ont été déposées par les eaux de fusion du glacier du Rhône, et de la Bièvre alluvionnée par les glaciers de l'Isère et du Rhône.

Les moraines internes ont une morphologie « fraîche », c'est-à-dire un relief bien conservé dans lequel vallons ou crêtes morainiques internes rhodaniennes présentent des alignements qui permettent de retracer avec une assez bonne précision les limites atteintes par le glacier. Ces alignements mais surtout les basses terrasses fluvio-glaciaires et les chenaux d'écoulement des eaux de fusion permettent de retracer les étapes de la décrue glaciaire. C'est ainsi qu'outre le stade du maximum d'extension on a pu reconnaître par ce moyen trois étapes de décrue au cours desquelles le stationnement du glacier sur une même position a été suffisamment long pour qu'un système de chenaux d'écoulement se soit creusé plus ou moins profondément dans la couverture morainique et le substratum molassique, puis se colmate de cailloutis fluvio-glaciaires formant localement des niveaux étagés. Ce sont évidemment les écoulements et les alluvions de la dernière étape locale de décrue qui occupent le fond des chenaux. Après le retrait du glacier ces chenaux n'ont plus été parcourus par aucun écoulement pérenne, de sorte qu'ils sont restés absolument tels qu'ils étaient au moment de leur abandon. Ce sont actuellement des vallées sèches ou mortes. Toutes les vallées sur le territoire de cette feuille sont de ce type, à l'exception de celles de la Gère et de la Varèze qui sont des vallées d'érosion régressive du plateau de Bonnevaux, et des ravins de l'Agny au Nord-Est.

Comme les moraines externes, les moraines internes rhodaniennes et iséroises sont caractérisées par leur composition pétrographique :

	<i>Calcaires</i>	<i>Cristallins</i>	<i>Quartzites</i>
Moraines du Rhône (Champier)	72	3	24
Moraines de l'Isère (Beaucroissant, feuille Grenoble)	40	40	15 ^(*)

Elles se différencient encore plus, peut-être, du fait que pour le glacier de l'Isère, beaucoup moins étendu, les remaniements du substrat molassique et des moraines antérieures ont été plus réduits.

Les alluvions fluvio-glaciaires sont toutes, dans le cadre de la feuille, d'origine

(*) Données d'après P. Mandier (1978).

rhodanienne, même celles de Bièvre. Leur composition pétrographique est voisine de celle des moraines correspondantes :

	<i>Calcaires</i>	<i>Cristallins</i>	<i>Quartzites</i>
Alluvions du Liers (Champier)	72	3	25
Terrasses des Burettes	66	0,6	27,5(*)
Aérodrome de Saint-Geoirs	60-80	1-5	20-30

Cela est dû au fait que l'essentiel du matériel des basses terrasses de la Bièvre a été alluvionné par des eaux fluvio-glaciaires rhodaniennes. Le glacier wurmien du Rhône en effet venait s'appuyer dans la haute vallée du Liers (moraines de Châbons-Burcin, Oyeu, Chirens, feuille Voiron) contre l'amont de la colline du Banchet traversée par les trouées du Grand-Lemps, de Colombes et d'Apprieu, par lesquelles ses eaux fluvio-glaciaires se sont déversées en Bièvre, y construisant de vastes cônes fluvio-glaciaires. Dans la basse Bièvre ce sont les alluvions fluvio-glaciaires du Liers qui se sont déversées (cône des Burettes). En effet ce n'est qu'une petite diffluence du glacier de l'Isère qui a au même moment juste débordé le seuil de Rives dans l'amont de la Bièvre. Dès le début du retrait, cette diffluence a cessé de sorte que la période d'alluvionnement fluvio-glaciaire iséroise s'est réduite à la phase d'extension maximale, relativement courte. Pour le glacier du Rhône au contraire c'est sa marge latérale gauche, éloignée du front donc beaucoup plus stable, qui a alluvionné pendant une durée beaucoup plus longue de sorte que ses produits ont pu envahir tout le système des vallées dauphinoises.

Les moraines et alluvions fluvio-glaciaires wurmiennes se distinguent enfin des formations antérieures par l'absence de couverture limoneuse et par leurs moins grande altération superficielle.

Les sols développés sur alluvions des basses terrasses ont une profondeur maximale de l'ordre de 1 m, exceptionnellement plus (1,6 m pour la terrasse des Burettes)(*). Ils sont caractérisés par un faible développement des profils, la dissolution des éléments calcaires jusqu'à une profondeur de 0,8 m pour les galets, 1,20 m pour la matrice, une faible argilification des horizons d'accumulation (10-25 %)(*), une rubéfaction faiblement exprimée (couleur brun rougeâtre 5YR à 7,5YR) et une absence de compactage. La profondeur de l'altération est variable et en relation avec la position morphologique des niveaux, celle-ci allant décroissant avec ceux-là.

Gya, b, c, d. **Moraines internes.** Les moraines internes du glacier du Rhône forment sur cette feuille quatre groupes d'alignements successifs du Sud vers le Nord (Gya, b, c, d) soulignés par de belles crêtes morainiques ou vallums latéraux notamment pour les deux premiers (Gya et b) et même des vallums frontaux secondaires de langues individualisées à partir de la marge glaciaire. Ceci est particulièrement net à Bizannes, dans l'amont de la dépression de l'Hien, exemple de surcreusement glaciaire à contre-pente d'une vallée préexistante ou auge remontante comme il en existe plus à l'Est (Châbons, Paladru, feuille Voiron). Ils se distinguent par leur morphologie mais surtout par les chenaux fluvio-glaciaires marginaux qui les séparent en longeant leur marge externe.

Au maximum d'extension wurmienne le glacier du Rhône s'est avancé presque aussi loin que lors de la glaciation rissienne, notamment sur la bordure nord-est du plateau de Bonnevaux entre Châtonnay et Champier (moraines d'Artas—Bizannes,

(*) Données d'après P. Mandier (1978).

Gya). Il s'est arrêté contre les buttes et collines molassiques de Châtonnay et de Champier—Bizones sur lesquelles il s'est moulé alors que le glacier rissien, plus élevé, les a franchies. Les eaux de fusion se sont partagées entre les couloirs préexistants du Liers et de la Détourbe.

À la première étape de retrait (moraines d'Éclose, Gyb) le glacier a gardé sensiblement la même configuration mais l'essentiel des eaux de fusion se dirigeait alors vers le couloir de la Détourbe. À la seconde étape (moraines de Succieu, Gyc) le glacier s'était considérablement retiré. Il n'avancé plus que des lobes latéraux dans la dépression des Éparres—Tramolé et de Saint-Agnin-sur-Bion (moraines de Bagneux), et les eaux de fusion se dirigeaient toutes vers la Détourbe. Enfin à la troisième étape (moraines de Fontenelle, Gyd) le glacier n'occupait plus que le coin nord-est de la feuille et ses eaux se dirigeaient uniquement vers la dépression de Bourgoin.

FGya, b, c, d. **Alluvions fluvio-glaciaires des basses terrasses.** Cailloutis à galets et petits blocs plus ou moins roulés, polygéniques (voir composition pétrographique en paragraphe d'introduction), pouvant contenir quelques blocs émoussés, à matrice sablo-graveleuse bien lavée et bon litage horizontal et entrecroisé. Elles consistent essentiellement en un remaniement de la moraine par les eaux de fusion glaciaire, de sorte que le caractère fluvio-glaciaire, net en amont (cône de transition), devient rapidement de plus en plus fluvatile vers l'aval (meilleur arrondi des galets, meilleur classement, granulométrie d'ensemble décroissante, litage progressivement plus net et régulier). Elles se disposent en basses terrasses qui colmatent les chenaux marginaux ou transversaux liés à la morphologie du glacier et du substrat.

Ces alluvions sont collectées dans le périmètre de la feuille par trois grandes vallées préexistantes, qui canalisait déjà les alluvions fluvio-glaciaires rissiennes et même mindéliennes pour la Valloire : la vallée de la Bièvre au Sud, recevant la totalité des alluvions émises par le front glaciaire isérois stationnant en amont (feuilles Voiron et Grenoble) plus une partie de celles issues du glacier du Rhône par les trouées du Grand-Lemps, de Colombe et d'Apprieu (feuille Voiron) ; la vallée du Liers qui ne recevait que des alluvions rhodaniennes lesquelles, après la confluence avec la Bièvre (trouée de Penol), s'écoulaient par la Valloire jusqu'au Rhône (Saint-Rambert) ; le couloir de la Détourbe qui canalisait les alluvions rhodaniennes directement vers le Rhône à Vienne.

Ces alluvions se disposent en terrasses échelonnées latéralement et verticalement en une série de niveaux dont quatre principaux (ils admettent en effet, vers l'amont, des niveaux secondaires locaux) figurent dans le périmètre de cette feuille, liés aux quatre étapes de stationnement du glacier du Rhône marquées par les quatre alignements morainiques successifs. Elles remplissent des chenaux ou vallées mortes qui naissent dans des ravinements étroits creusés dans les moraines correspondantes. Ce sont d'ailleurs ces formes d'érosion et d'accumulation, issues de la bordure du glacier, qui soulignent et séparent le mieux les différents groupes de moraines et en marquent le mieux les étapes de stationnement au cours du retrait.

Les deux types de chenaux fluvio-glaciaires existent sur cette feuille : les chenaux marginaux (ou longitudinaux) particulièrement bien représentés de Saint-Jean-de-Bournay à Éclose, les chenaux transversaux très nets de Champier à Bizones, issus des deux lobes frontaux qui s'y dessinent.

FGya. **Alluvions fluvio-glaciaires des basses terrasses supérieures.** Elles forment un système de deux niveaux liés au stationnement du glacier wurmien à son maximum d'extension. Les eaux fluvio-glaciaires du glacier du Rhône empruntaient surtout la vallée du Liers venant des chenaux transversaux de Champier, d'Eydoche—Vachères—Belmont, de Bizones et de l'amont du Liers (feuille Voiron). En Bièvre ce sont les alluvions rhodaniennes qui constituent le remblaiement final

dominant la basse plaine formée par les alluvionnements de la première étape de retrait et dont la terrasse des Burettes, au débouché du Liers, est le plus bel exemple. L'autre partie des alluvions fluvioglaciales s'évacuait par le couloir de la Détourbe qui recevait les chenaux de la Bâtie—Saint-Christophe (déjà utilisé lors de la glaciation rissienne), du Molard—Châtenay, de Meyrieu—Saint-Jean-de-Bournay et d'Artas—Charantonay—Beauvoir-de-Marc. Dans tous ces couloirs et ces chenaux, à l'exception de ceux de la Bâtie—Saint-Christophe, de Champier et de Bizannes qui n'ont plus été empruntés après cet épisode maximal, la nappe fluvioglaciale est plus ou moins ravinée jusqu'à être complètement déblayée comme dans les couloirs de Beauvoir-de-Marc et de la Détourbe.

C'est le niveau inférieur de retrait qui forme la quasi-totalité de l'alluvionnement, le niveau supérieur du maximum n'existant qu'en lambeaux au contact des moraines (Nord de Champier, Saint-Christophe, la Bâtie). Ces alluvions peuvent constituer la totalité du remblaiement wurmien comme dans l'amont du Liers et le chenal de Champier, soit des terrasses dominant d'une hauteur variable, généralement décroissante d'amont en aval, le remblaiement wurmien des étapes suivantes (Bièvre notamment).

Fya. Alluvions fluviales de la basse terrasse supérieure. On a noté ainsi le petit élément résiduel de terrasse au Sud de Beauvoir-de-Marc, dominant les alluvions fluvioglaciales de la deuxième étape de décrue des couloirs de Beauvoir et Saint-Jean-de-Bournay, et appartenant vraisemblablement au stade du maximum d'extension du glacier wurmien du Rhône.

Jya. Alluvions torrentielles wurmiennes. Cailloutis à galets essentiellement siliceux et matrice sablo-graveleuse remaniés du substrat molassique formant le cône de déjection des Peytières se raccordant à la surface de la terrasse résiduelle Fya du confluent des chenaux de Beauvoir-de-Marc et Saint-Jean-de-Bournay.

FGyb. Première étape de décrue. Lors de la première étape de décrue les eaux fluvioglaciales abandonnent le chenal de Champier et l'amont du Liers où elles ne parviennent plus que par la trouée d'Eydoche, issue des chenaux marginaux de Belmont—Villardière à l'intérieur de l'amphithéâtre de Bizannes. Après avoir creusé l'étroit chenal d'Eydoche dans la nappe wurmienne supérieure elles semblent avoir débordé sur elle en aval de Saint-Corps puis s'inscrivent de nouveau en-dessous à partir de Penol pour se raccorder au fond de la plaine de Bièvre qui date de cette première étape de retrait (feuille Beaurepaire). Mais la plupart des écoulements se dirigeaient alors vers l'Ouest par le couloir de la Détourbe. Quatre chenaux principaux l'alimentaient : le chenal du Vernay (Sud d'Éclose) à Châtonnay dans un premier temps, puis celui d'Éclose—Meyrieu—Saint-Jean-de-Bournay dans lequel le premier se jette à Saint-Jean dans un deuxième temps ; les chenaux d'Artas et de Charantonay au Nord-Est de la feuille. Les alluvions liées à cette étape sont bien visibles dans la carrière sud d'Artas où elles recouvrent la moraine très caillouteuse de la phase antérieure (Gya) et la ravinent selon un plan relativement horizontal souligné par une ligne de gros blocs dont certains de plusieurs mètres cubes. La nappe alluviale est découpée en une série de niveaux étagés particulièrement nombreux en amont de Meyrieu, au confluent de plusieurs chenaux radiaux avec le chenal marginal d'Éclose—Saint-Jean-de-Bournay.

FGyc. Seconde étape de décrue. Cette étape est marquée par l'abandon de la vallée du Liers dû au recul du glacier du Rhône vers le Nord. Désormais les eaux fluvioglaciales s'écoulaient uniquement vers l'Ouest par le couloir de la Détourbe. Le chenal du Vernay à Châtonnay est abandonné aussi de même que l'amont de celui d'Éclose—Meyrieu à partir du confluent de Bessey. En effet sa partie en aval sert alors d'exutoire aux eaux de fusion du lobe frontal secondaire de Succieu—Tramolé. Au Nord le couloir de Charantonay est délaissé également si bien que les seuls che-

naux fonctionnels sont ceux de Meyrieu—Saint-Jean-de-Bournay et d'Artas—Beauvoir-de-Marc.

FGyd. **Troisième étape de décrue.** Cette troisième étape se caractérise par l'abandon du couloir de la Détourbe. Le glacier s'est retiré vers le Nord-Est du territoire de la feuille et n'alimente plus qu'un seul chenal court et étroit longeant les moraines de Fontenelle, suspendu au-dessus du ravin de la Combe. À cette étape les eaux de fusion marginale se dirigeaient vers la dépression de Bourgoin.

Post-Würm (Holocène). Complexe des alluvions de fond de vallée et des formations de versant

Les formations post-wurmiennes sont relativement peu nombreuses dans le cadre de cette feuille, notamment les alluvions de fond de vallée, du fait de l'absence quasi totale de réseau hydrographique actif dans cette région de vallées mortes fluvio-glaciaires. Cependant les formations de versant sont relativement étendues notamment sur les rebords du plateau de Bonnevaux et de ses annexes, du fait de la nature très meuble des assises qui en constituent l'ossature et la surface.

Complexe des alluvions de fond de vallée

Jx+z. **Alluvions de barrage morainique.** Cailloutis à galets essentiellement calcaires et siliceux de remaniement de la molasse caillouteuse comblant le petit ravin des Brosses, à l'Est de la colline du Banchet versant nord, derrière le barrage d'un arc morainique rissien du glacier du Rhône (le Liers) et recouverts par des cailloutis torrentiels de remaniement molassique récents.

Fy+z, Jy+z. **Alluvions fluviales et torrentielles wurmiennes et post-wurmiennes des fonds de vallées.** On a noté ainsi tous les remplissages sablo-caillouteux, devenant limoneux en surface, des fonds des vallées et ravins entaillant le plateau de Bonnevaux, les collines de Saint-Jean-de-Bournay et la cloison du Banchet. Il s'agit le plus souvent d'alluvions de remaniement du substrat molassique et de ses altérites, à galets essentiellement siliceux, parfois calcaires, et matrice sablo-limoneuse abondante. Ces formations sont particulièrement développées sur la bordure sud du plateau de Bonnevaux et le versant nord du Banchet. Sur la bordure sud du Bonnevaux il s'agit d'une nappe alluviale nourrie par une série de cônes de déjection de bonne taille remplissant une gouttière creusée au contact du versant molassique et de la moyenne terrasse supérieure de Faramans—Lapeyrouse. Elle rejoint les alluvions du fond du ravin du Suzon qui, plus au Sud (feuille Beaurepaire), débouchent au niveau de la plaine fluvio-glaciaire wurmienne de Bièvre-Valloire.

Sur les versants du Banchet des formations de même nature moins étendues se superposent directement aux mêmes alluvions wurmiennes du fond des vallées du Liers et de la Bièvre.

Elles forment le remplissage de fond des profondes vallées de la Gère et de la Varèze, au Nord du plateau de Bonnevaux, qui s'inscrivent en aval sous la surface de remblaiement fluvio-glaciaire du couloir de la Détourbe (feuille Vienne).

Fz. **Alluvions actuelles et récentes des fonds de dépressions.** On a réservé cette notation au remplissage terminal de l'auge glaciaire de Biol (Est de la feuille), où les dépôts palustres post-wurmiens peuvent être épais (argiles, limons plus ou moins sableux, tourbe, *gyttja* et niveaux de craie lacustre) comme dans la dépression de Chirens (feuille Voiron).

Complexe des formations de versant

Glissements en masse. Ils affectent surtout la molasse sablo-marneuse et argileuse du ravin de la Combe (Nord-Est de la feuille) ainsi que le versant colluvionné de la Varèze au Nord de Saint-Julien-de-l'Herms où ils trahissent peut-être l'existence d'une lentille argileuse dans la molasse du type de celle de Succieu.

C. **Colluvions.** Mélange hétérogène comprenant en proportions très variables des cailloutis et blocs de nature diverse dans une abondante matrice sablo- limoneuse, sans structure, le tout généralement décalcarisé. Tous les versants des collines molassiques et du plateau de Bonnevaux sont recouverts plus ou moins uniformément par une formation de remaniement de tous les dépôts qui en constituent le substrat et la couverture : limons, altérites, moraines, molasse caillouteuse et sableuse, etc. C'est une formation qui se développe par des processus de ruissellement et surtout de fluage partout où le substrat est meuble. L'épaisseur est très variable, fonction de la topographie, mais couramment de plusieurs mètres.

C/Gx. **Colluvions de faible épaisseur sur formation reconnue.** On a noté ainsi les zones où les colluvions recouvrent un substratum quelconque (ici la moraine externe) dont l'existence est reconnue ou supposée avec une forte probabilité à une profondeur relativement faible, de l'ordre de un mètre ou moins. Ainsi à l'Est de Mépin il y a une forte présomption pour que de la moraine soit plaquée contre le versant molassique (présence de galets striés, blocs) mais aucune observation sûre n'a pu être faite à cause du colluvionnement généralisé du secteur. Les versants sud du plateau de Bonnevaux et de la colline de Pommier-de-Beaurepaire disparaissent entièrement sous un rappage qui en masque partout le substrat dont la nature est certaine (C/m2P, C/m2S).

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Cette carte est à peu près dépourvue de vestiges préhistoriques, sans doute en raison d'une absence de prospection approfondie. À citer seulement, sans localisation précise, des découvertes de haches polies groupées ou isolées à Faramans (« centre de la commune »), Pommier-de-Beaurepaire, Revel-Tourdan et la Côte-Saint-André, et une hache à talon en bronze (Bronze moyen), à Cour-et-Buis.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Le territoire couvert par la feuille la Côte-Saint-André comporte, du point de vue hydrogéologique, quatre domaines : le plateau de Bonnevaux, les collines molassiques, la zone des moraines frontales du glacier du Rhône, les grandes vallées fluvio-glaciaires.

Les formations argileuses du **plateau de Bonnevaux** conditionnent une infiltration très partielle et très lente des eaux météoriques, qui finissent cependant par s'accumuler dans des niveaux de cailloutis moins altérés donc un peu plus perméables. Par ailleurs, à la surface du plateau, les phénomènes de solifluxion compliquent encore la répartition des niveaux aquifères au sein des formations argileuses. Les sources sont donc de faible débit et les captages, forcément superficiels, demeurent difficiles à protéger (turbidité élevée en période pluvieuse).

Sur les bords du plateau, le contact, fréquemment masqué, entre les cailloutis de Bonnevaux et les poudingues molassiques, de perméabilité moindre, donnent des émergences, souvent en lignes, de débit nettement plus important (plusieurs dizaines de l/mn) et dont la régularisation est assurée par la masse de dépôts argileux traversée. La plupart des communes situées au pied du plateau sont alimentées par de multiples captages de ce type.

À l'exception des secteurs où la molasse sableuse se développe (Nord de la feuille), les **collines molassiques**, principalement constituées de poudingues, jouent le rôle de substratum imperméable (coefficient de perméabilité, $K = 2.10^{-4}$ à 2.10^{-3} m/s) vis-à-vis des dépôts morainiques sus-jacents. Ces derniers, lorsqu'ils sont sablo-graveleux, peuvent contenir des nappes aquifères perchées importantes dont les sources d'affleurement, au contact des deux formations, ont été captées en grand nombre (la Côte-Saint-André, Saint-Hilaire, la Frette, Nantoin, Bossieu, etc.). Toutefois, les poudingues peuvent être localement plus perméables (cimentation incomplète, altération de la partie supérieure) et contenir eux-mêmes des nappes, souvent captées par galeries (la Côte-Saint-André, Gillonnay, etc.). Enfin, les molasses sableuses de l'Ouest et du Nord-Est de la feuille ($K = 1.10^{-5}$ à 1.10^{-6} m/s), à l'intersection avec les versants assez abrupts des vallées actuelles (Gère, Varèze, Dolon, Agny, Vernecu), donnent, à la faveur d'un banc gréseux, argileux ou conglomératique, des sources d'affleurement de débit assez important mais variable (parfois de 1 à 10); très souvent, le drainage et l'émergence sont assurés par des diaclases ouvertes (fauchage?), ce qui facilite les travaux de captage.

La **zone des moraines frontales** présente des caractères hydrogéologiques complexes liés à l'hétérogénéité lithologique des dépôts. Celle-ci se répercute en particulier sur la perméabilité qui est très variable ($K = 1.10^{-6}$ à 2.10^{-3} m/s). Les sources apparaissent le plus souvent à l'intersection du contact entre un niveau argileux et un aquifère sablo-graveleux; elles sont nombreuses, très dispersées, de débit faible et irrégulier; les captages particuliers sont fréquents. Quelques émergences, dont le débit d'étiage dépasse 60 l/mn, ont été captées pour la desserte de hameaux isolés ou de la partie haute de certaines communes. Dans cette zone, il existe des accumulations locales de matériaux fluvio-glaciaires gravelo-sableux et aquifères dont la puissance peut dépasser 20 m (exemple: bassin de Saint-Romain, exploité par forage par le Syndicat intercommunal de Biol; bassin d'Éclose, exploité par puits par le S.I. de Saint-Jean-de-Bournay; débits d'utilisation respectifs: 15 et 30 l/s).

À côté de ces ressources très disséminées et de débit généralement faible, les **grandes vallées fluvio-glaciaires** constituent des aquifères nettement plus importants. Toutefois les réserves y sont surtout emmagasinées dans les alluvions wurmiennes ($K = 1.10^{-2}$ à 6.10^{-3} m/s), celles des terrasses (Sardieu, Faramans, etc.) étant très peu productives.

Plaine de la Bièvre. Le couloir nord (Gillonnay—la Côte-Saint-André) est improductif (échec du puits Couturier à 1 km au Sud-Est de la Côte-Saint-André). À 1,8 km au Sud, dans la plaine proprement dite, un forage d'essai, implanté dans une gravière, a traversé 44 m de graviers divers reposant sur des argiles (niveau piézométrique à -7 m). La Côte-Saint-André est alimentée par un forage situé encore plus au Sud, dans le sillon wurmien (feuille Beaurepaire).

Plaine du Liers. Ce couloir alluvial est principalement alimenté par les apports de son versant nord. Il conflue à la plaine de Bièvre par l'étroit de Pénol—Faramans, où se produisent des résurgences de la nappe (sources du Marais, dont le débit d'étiage serait de 40 l/s); cette nappe est exploitée par puits ou forages par les communes de Champier, Ornacieux, Balbins, Pajay, Pénol. Par contre la commune de Faramans dispose, à 2 km à l'Ouest du village, d'un forage profond (83,15 m) qui,

après 16 m d'alluvions sèches (terrasse de Faramans), atteint la nappe des sables molassiques à 61 m de profondeur.

Plaine de l'Hien. La haute vallée de l'Hien, au pied du coteau de Biol, est entièrement occupée par des alluvions argileuses (lacustres ?) reconnues par forages et non aquifères.

Plaines de l'Ambalon et de la Gervonde. Leur remplissage alluvial est à dominante sablo-graveleuse et peut atteindre 35 m d'épaisseur; il renferme des réserves aquifères importantes, compte tenu de l'étendue des bassins versants. Elles sont exploitées à la Détourbe (S.I. de l'Ambalon, 150 m³/h), à Beauvoir-de-Marc (S.I. du Brachet, 160 m³/h) et à Saint-Jean-de-Bournay (S.I. de Saint-Jean-de-Bournay).

SUBSTANCES MINÉRALES

La région de la Côte-Saint-André est très pauvre en ressources minérales. Les seuls matériaux exploitables sont les argiles, les limons, les sables et graviers.

lim. Limons et argiles. Les limons du plateau de Bonnevaux et des terrasses anté-wurmienne, non calcaires par altération et d'épaisseur très variable, ont été largement exploités jadis en de nombreux petits emprunts locaux pour tuiles et briques et pour la construction (pisé). Une seule exploitation subsiste aujourd'hui, aux Moilles (Pommier-de-Beaurepaire), dans les limons remaniés de la vallée du Dolon (épaisseur supérieure à 12 m). La composition chimique des limons de Lanconnay (Sud de Champier), de situation stratigraphique équivalente, est : perte au rouge : 14,28 %, SiO₂ : 50,70 %, Fe₂O₃ : 5,50 %, Al₂O₃+TiO₂ : 14,80 %, CaO : 12,16 %, divers : 2,56 % (analyse de l'Institut de la Céramique française, communiquée par la Société des Tuileries modernes de Champier). Les argiles de la molasse miocène sont exploitées à la Combe. Mélangées aux limons, elles alimentent la tuilerie de Champier, seule entreprise de la région à produire encore des matériaux de terre cuite.

sab, sgr. Sables et graviers. Les sables et graviers sont issus de trois provenances :
— la molasse miocène. Le faciès sableux est exploité épisodiquement à la Détourbe, Royas, Beauvoir-de-Marc. Le faciès caillouteux a donné lieu à de nombreuses petites exploitations notamment sur le pourtour du plateau de Bonnevaux. Le matériau est d'assez mauvaise qualité : consolidations fréquentes (conglomérat), altération des éléments cristallins, présence d'argile ;
— la couverture morainique. Nombreuses petites exploitations locales d'un matériau de qualité médiocre (présence de blocs, d'argile en proportions variables) ;
— les alluvions fluvio-glaciaires des hautes terrasses rissiennes, basses terrasses et plaines de comblement du Würm. Elles concentrent les plus grosses exploitations d'un matériel généralement bien lavé et de bonne qualité pour remblais et granulats. Les plus grosses carrières sont à Villeneuve-de-Marc (Riss), les Burettes (Pénol) et Artas (Würm), mais de nombreuses petites carrières existent, notamment dans les formations wurmiennes plus favorables par l'absence de couverture limoneuse et la minceur de l'altération superficielle.

Enfin un sondage de recherche de pétrole a été réalisé à Faramans (6-16). Il a atteint le socle à 1568 m de profondeur (cote -1210).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements et en particulier deux itinéraires géologiques dans le *Guide géologique régional : Lyonnais-Vallée du Rhône*, par G. Demarcq (1973), Masson et C^{ie}, éd. :

- itinéraire 9 : la région de Vienne et d'Heyrieux ;
- itinéraire 10 : le bassin du Bas-Dauphiné.

COUPE RÉSUMÉE DE QUELQUES FORAGES

(d'après la Société des pétroles de Valence)

N° archivage S.G.N.	747-3-1	747-4-11	747-6-16
Commune	Châtonnay	Belmont	Faramans
Désignation	Champier F.1	Bizonnes F.1	FA.1
Année d'exécution	1957	1958	1957
Profondeur finale (en m)	601,4	575,5	1 575
Coordonnées $\left\{ \begin{array}{l} x \\ y \\ z \end{array} \right.$ Lambert	829,744 357,937 +564	837,568 356,097 +521	822,254 347,400 +358
Quaternaire	*	*	*
Pontien	+ 544	+ 509	+ 345
Helvétien	+ 425	+ 483	+ 264
Oligocène supérieur			- 101
Portlandien		- 19	
Kimméridgien (Séquanien)	+ 28		- 488
Oxfordien sup. (Rauracien)			- 594
Callovo-Oxfordien			- 633
(Argovien)			
Bathonien			- 831
Bajocien			- 981
Lias $\left\{ \begin{array}{l} \text{supérieur} \\ \text{moyen} \\ \text{Sinémurien} \\ \text{Hettangien} \end{array} \right.$			- 1078
			- 1131
			- 1145
			- 1170
Rhétien			- 1182
Trias			- 1193
Socle			- 1210
Fond du forage	- 37,4	- 54	- 1 216,5

* formation dans laquelle le forage a débuté.
Les cotes sont celles du toit des formations.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- BALLESIO R. (1972) — Étude stratigraphique du Pliocène rhodanien. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n° 53, 333 p., 73 fig., 43 tabl., 4 pl.
- BOCQUET A. (1969) — L'Isère préhistorique et protohistorique. *Gallia-Préhistoire*, t. XII.
- BORNAND M. (1972) — Étude pédologique de la moyenne vallée du Rhône. 250 p., 20 fig., 23 tab., 44 photos, 1 livret annexe 60 p., + 1 carte pédologique à 1/100 000, *Pub. SES INRA* n° 152, Montpellier.
- BORNAND M. (1978) — Altération des matériaux fluvioglaciers. Genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône. Thèse Sc., 329 p., fig., 12 pl. phot., INRA, Montpellier.
- BOURDIER F. (1961) — Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et Préhistoire. 2 vol., éd. CNRS, Paris.
- BRAVARD Y. (1963) — Le Bas-Dauphiné. Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin. 1 vol. in 8°, Imp. Allier, Grenoble.
- DEMARCO G. (1970) — Étude stratigraphique du Miocène rhodanien. *Mém. BRGM* n° 61, Paris.
- DEMARCO G. (1973) — Guide géologique régional : Lyonnais-Vallée du Rhône, Masson éd., Paris.
- GIGOUT M. (1969) — Recherches sur le Quaternaire du Bas-Dauphiné et du Rhône moyen. *Mém. BRGM* n° 65, Paris.
- GUÉRIN C. et MEIN P. (1971) — Les principaux gisements de Mammifères miocènes et pliocènes du domaine rhodanien. V^e Congr. Néog. rhod., vol. 1, pp. 131-170, *Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon*, h.s.
- KILIAN W. et GIGNOUX M. (1910) — Les formations fluvioglaciers du Bas-Dauphiné. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 129, t. 21, 84 p., 5 fig., 2 tab., 2 pl. coupes, 1 pl. phot., 1 carte coul.
- LATREILLE G. (1969) — La sédimentation détritico au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n° 33.
- MARTIN A. (1965) — Contribution à l'étude sédimentologique des formations glaciaires quaternaires de la plaine de Bièvre-Valloire (Isère). Thèse 3^e cycle, Fac. Sc. Paris-Orsay.
- MANDIER P. (1977) — Carte du substratum des alluvions fluvioglaciers du système Valloire-Rhône. *Rev. Géogr. Lyon*, n° 1, pp. 93-95.
- MANDIER P. (1978) — Problèmes de stratigraphie du Quaternaire en France et dans les pays limitrophes. Rapport sur la vallée du Rhône. INQUA, Paris (à paraître).

MONJUVENT G. (1979) — Essais morphologiques sur un piedmont alpin. I. La basse vallée de l'Isère. *Rev. Géogr. alpine*, t. LVIII, fasc. 2, pp. 233-275. II. La vallée morte de Bièvre-Valloire. *Id.*, fasc. 3, pp. 487-515.

NICOLET C. (1979) — Le Bas-Dauphiné septentrional. Étude stratigraphique et sédimentologique. Thèse 3^e cycle, 155 p., 43 fig., Univ. Sc. et Méd., Grenoble.

PENCK A. et BRUCKNER E. (1907) — Les Alpes françaises à l'époque glaciaire. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. 8, pp. 111-267, 8 fig., 2 cartes, trad. R. Schaudel.

TRUC G. (1971) — Gastéropodes continentaux néogènes du bassin rhodanien. V^e Congr. Néog. médit. t. 1, pp. 79-130, *Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon*, h.s.

Carte géologique à 1/80 000

Feuille *Lyon* : 1^{re} édition (1890), par Michel-Lévy, Delafond, Fontannes, Riche
2^e édition (1922), par Depéret, Friedel, A. Michel-Lévy, Riche, Mazeran, Doncieux

Feuille *Chambéry* : 1^{re} édition (1901), par Douxami, D. Hollande, A. Riche
2^e et 3^e éditions (1958, 1964), par P. Gidon, P.-R. Giot, A. Riche, A. Vaton, J. Viret.

Feuille *Saint-Étienne* : 1^{re} édition (1890), par Ch. Depéret, Fontannes, Lory, P. Termier
2^e édition (1938), par A. Demay, Ch. Depéret, L. Doncieux
3^e édition (1967), par A. Bonnet, M. Chenevoy.

Feuille *Grenoble* : 1^{re} édition (1884), par Ch. Lory
2^e édition (1908), coordination par W. Kilian
3^e édition (1927), coordination par W. Kilian
4^e édition (1961), coordination par J. Debelmas.

Carte géologique à 1/250 000

Feuille *Lyon* (1980), par J.-C. Chiron, R. Bouiller, Y. Kerrien, G. Monjuvent.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Rhône-Alpes, 43, boulevard du 11-Novembre, B.P. 6083, 69604 Villeurbanne—Croix-Luizet Cedex, soit au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

AUTEURS

Cette notice explicative a été rédigée par G. MONJUVENT avec la collaboration de J. COMBIER (Préhistoire et archéologie) et de R. MICHEL (Hydrogéologie).