TOURNON

La carte géologique à 1/50 000
TOURNON est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : ST-ÉTIENNE (N° 177)
au sud : VALENCE (N° 187)

ANNONAY	SERRIÈRES	BEAUREPAIRE
ST-AGRÈVE	TOURNON	ROMANS-SUR-ISÈRE
LAMASTRE	VALENCE	CHARPEY

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES

TOURNON

XXX-35

Défilé de Tournon et Gorges du Doux

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France

NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

Pages

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE 3

INTRODUCTION 5

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE 5
PRÉSENTATION DE LA CARTE 6
HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE 7

DESCRIPTION DES TERRAINS 12

GÉNÉRALITÉS 12
TERRAINS NON AFFLEURANTS 13
TERRAINS AFFLEURANTS 14

Roches cristallophylliennes 14
Roches éruptives 19
Terrains sédimentaires 22

Secondaire 22
Tertiaire 22
Plio-Pléistocène 31
Quaternaire 33

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES 48

REMARQUES PÉTROLOGIQUES ET STRUCTURALES 48

Métamorphites et granitisation 48
Géologie structurale 49

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE 51
ÉVOLUTION PÉDOLOGIQUE 53

OCCUPATION DU SOL 56

VALEUR AGRICOLE DES SOLS. TYPES DE CULTURES ET PROBLÈMES D'AMÉNAGEMENT 56
VÉGÉTATION 59
PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE 60
DONNÉES GÉOTECHNIQUES 61

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS 62

HYDROGÉOLOGIE 62
RESSOURCES MINÉRALES 63

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE 64

DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES 64
BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE 65
DOCUMENTS CONSULTÉS 67
DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES 67

AUTEURS DE LA NOTICE 68

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

Situation géographique et géologique. Les régions représentées sur la feuille Tournon sont axées sur le couloir rhodanien immédiatement au Nord du confluent Rhône–Isère ; elles correspondent à trois domaines géographiquement et géologiquement distincts :

– *à l'Ouest,* la bordure orientale du Massif Central constituée par les plateaux de roches cristallines et cristallophylliennes du Vivarais, d'altitude comprise entre 350 et 500 m en moyenne, dominée vers l'Ouest par des éperons plus élevés (831 m au Sud-Ouest de Saint-Jeure-d'Ay) et surplombant les plaines du Rhône par un abrupt de plus de 250 mètres. Faiblement disséqué à l'Ouest, le plateau est profondément découpé vers l'Est par un réseau dense de petits ravins qui se raccordent au niveau de base du fleuve et y rendent les communications particulièrement difficiles. Au centre, la vallée du Doux en est un trait morphologique important et ancien. Enfin le Rhône, encaissé de plus de 200 m à l'intérieur de l'extrémité sud-orientale du plateau, détermine un étroit défilé de Saint-Vallier au Nord à Tournon au Sud ;

– *au Nord-Est,* les collines miocènes et pliocènes du bassin tertiaire du Bas-Dauphiné, d'altitude moyenne comprise entre 300 et 400 m environ (point culminant à la butte de Saint-Andéol : 438 m) et plus ou moins éventrées par des vallées locales et dépressions d'ampleurs inégales ;

– *au Sud-Est,* la partie septentrionale de la plaine de Valence où s'étendent les surfaces régulières et de faible altitude (120 à 180 m) des terrasses alluviales de l'Isère, faiblement inclinées vers l'Ouest en direction du Rhône. Elles sont dominées au Sud par le petit massif néogène de Châteauneuf-sur-Isère, peu élevé (point culminant : 248 m), isolé au milieu de cette plaine.

Grandes unités morphologiques et géologiques. Contrairement à ce qui existe sur le territoire de la feuille Valence, les plateaux du Vivarais forment ici un ensemble homogène de terrains cristallins et cristallophylliens sans trace de couverture sédimentaire. En revanche, à l'Est du Rhône, une pellicule de molasse miocène recouvre l'extrémité orientale du plateau séparé par le défilé Saint-Vallier–Tournon (massif granitique de Saint-Vallier–Tain).

Le seul trait morphologique important est constitué par la section épigénique du Rhône qui appartient à la grande ria néogène fossilisée par des sédiments pliocènes variés (argiles, sables, cailloutis). Cette section a été remodelée par les creusements et remblaiements successifs du Quaternaire, dont il ne reste que quelques traces échappées à l'érosion, aboutissant progressivement à la morphologie actuelle.

Les collines du Bas-Dauphiné sont constituées essentiellement de sables jaunes molassiques du Miocène, irrégulièrement grésifiés, couronnés et parfois ravinés par des formations de cailloutis alpins pliocènes d'épaisseur très variable (de 10 à 150 m). Au Sud-Ouest, dans la région de Mercurol, domine par contre le faciès argileux et sableux du Pliocène, tronqué par de hauts niveaux de terrasses quaternaires (Crozes : 190 m, Mercurol : 240 m, Veaunes : 260 m).

Les grandes terrasses de la partie nord de la plaine de Valence correspondent successivement :

- au Nord, à l'ensemble isérois de Romans à Tain, penté d'Est en Ouest (170 à 140 m) ;
- au Sud-Est, à la partie amont de la terrasse iséroise de Saint-Marcel-lès-Valence (feuille Valence), en pente vers le Sud-Ouest ;
- au Sud-Ouest de Châteauneuf-sur-Isère, à un lambeau de la haute terrasse de Fouillousse (feuille Valence), à soubassement molassique ;
- à l'Ouest, aux bas niveaux rhodaniens à pente nord–sud, profondément modifiés vers la Roche-de-Glun par les travaux d'aménagement du Rhône (barrage-canal).

Grandes lignes morpho-structurales. La structure commande directement la répartition des terrains et le relief de la feuille Tournon, qui comprend deux grandes régions ayant évolué différemment :

– *à l'Ouest du Rhône,* le socle cristallin du Massif Central, prolongé localement à l'Est du défilé Saint-Vallier–Tournon, probablement émergé en grande partie dès la fin de l'Hercynien, et qui constitue un môle stable ;

– *à l'Est du Rhône,* le bassin sédimentaire bas-dauphinois, appartenant au géosynclinal alpin et qui a été particulièrement subsident au Tertiaire, jusqu'au Miocène inclus.

Une discontinuité majeure sépare ces deux unités géologiques et structurales, de direction méridienne, axée grossièrement sur le cours du Rhône au Sud de Tournon, mais passant sur la bordure est de l'îlot Saint-Vallier–Tain : c'est la fracture limite orientale du Massif Central. Sous le bassin valentinois, le socle se situe probablement vers une profondeur de 4 000 m, ce qui indique un rejet de 5 000 m environ. Il est possible que le défilé du Rhône ait été initialement déterminé par une cassure satellite, de rejet faible ou nul.

A l'intérieur du socle massif-centralien, ce sont les directions de fracture varisques (NE–SW) qui semblent dominer et déterminer la direction générale de certaines sections du réseau hydrographique : l'Ay au Nord, le Doux en amont de Faujas et au confluent du Rhône, l'Ornèze en amont du Chirurgien, le ruisseau des Roches à Mauves, etc. Plusieurs ravins profonds de l'îlot Saint-Vallier–Tain suivent ces directions obliques. Les directions NW–SE sont peu marquées dans le relief, hormis peut-être la région d'Eclassan, la trouée fossile de Crozes que le Rhône a emprunté du début du Quaternaire jusqu'au Mindel et qui isole le petit massif granitique de Tain du reste de l'îlot cristallin.

Dans le bassin tertiaire, aucune structure particulière ne semble ressortir. Les couches miocènes et pliocènes sont sensiblement horizontales et les surfaces des plateaux et des terrasses ne semblent affectées d'aucune déformation significative. Le réseau hydrographique ne paraît pas y suivre de directions privilégiées.

Une seconde discontinuité majeure, d'origine érosive et non tectonique, apparaît au niveau du Pliocène sans se répercuter, ou presque, dans la topographie. C'est la ria pliocène du Rhône, qui résulte du creusement très profond d'un réseau hydrographique entre Miocène et Pliocène (Messinien). Cette ria suit ici exactement le Rhône actuel, son talweg se situant à une profondeur inconnue mais supérieure à 100 m (sondage de Bourg-lès-Valence, feuille Valence). Le paléo-Rhône messinien était probablement le collecteur d'un premier réseau hydrographique creusé à la même époque tant dans le massif cristallin que dans le bassin sédimentaire. On en connaît certains exemples, comme la basse vallée du Doux et les vallées fossiles du secteur Marsaz–Bren–Saint-Donat, qui se jetaient dans le fleuve en aval de Tain. Ce paléo-réseau, fossilisé par les sédiments pliocènes, a été exhumé sur place dans le Massif Central, les cours d'eau actuels suivant probablement tous les axes anciens. Dans le bassin sédimentaire par contre, le réseau hydrographique actuel est le plus souvent épigénique par rapport au réseau pliocène qu'il recoupe fréquemment.

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés des formations sédimentaires ont été effectués en 1974 et 1975 par P. Mandier pour la moitié ouest, G. Montjuvent pour la moitié est. Des travaux de reconnaissance relatifs aux vieux sols et paléosols des formations quaternaires (tranchées à la pelle mécanique notamment) ont été exécutés sur plusieurs niveaux sous la responsabilité de M. Bornand, qui a assuré la description des profils pédologiques, leur analyse géochimique et leur interprétation chronologique.

La feuille Tournon couvre une région qui fait partie de ce couloir rhodanien si varié quant à la géologie et au relief, et si riche en formations quaternaires. C'est une région fondamentale pour la connaissance de l'évolution géodynamique et paléoclimatique récente, notamment par les nombreux dépôts alluviaux liés aux glaciations des Alpes, ainsi que pour la reconstitution des événements paléogéographiques et géologiques néogènes qui ont une grande importance dans l'établissement du relief actuel, notamment du réseau hydrographique. C'est pourquoi il parut nécessaire qu'une collaboration pluridisciplinaire s'établisse dans le but de proposer un document élaboré le plus possible, comme cela a déjà été le cas avec la feuille voisine Valence. P. Mandier, qui prépare une thèse de morphologie sur le couloir rhodanien, a ainsi été sollicité pour contribuer aux levés de terrain et à l'interprétation, et M. Bornand, qui travaille depuis de longues années à l'étude et à la cartographie des sols de la vallée du Rhône a bien voulu apporter son concours pour la caractérisation pédologique des différents niveaux quaternaires et pliocènes, ainsi que du substrat. R. Ballesio s'est prêté très aimablement à de nombreuses discussions relatives aux problèmes de la représentation des formations miocènes et pliocènes et nous a fait profiter de ses compétences concernant le Pliocène rhodanien.

La coordination des levés et du dessin des contours des terrains sédimentaires a été assurée par G. Montjuvent.

Avec la feuille Tournon s'achève la série des cartes géologiques dont l'un de nous a entrepris la réalisation entière ou partielle (Romans, Valence, Beaurepaire, Grenoble 2e éd., la Côte-Saint-André). Nous nous sommes efforcés, pour ces feuilles jointives couvrant une partie de la région naturelle qu'est le piedmont du Bas-Dauphiné, d'offrir des documents autant que possible homogènes et détaillés tout en restant synthétiques, caractéristique imposée par l'échelle de 1/50 000.

Des problèmes de cartographie se sont néanmoins présentés, essentiellement à deux niveaux :

– *au niveau du Néogène,* où s'il est avéré très difficile voire impossible de différencier le Pliocène sableux du Miocène sablo-gréseux (molasse). La série miocène comporte, en effet, essentiellement des sables marins et continentaux, plus ou moins grésifiés, avec quelques niveaux argileux vers le haut. La série pliocène, plus variée, comprend une base argileuse (argiles plaisanciennes) passant latéralement et vers le haut à des sables assez fins, en général non grésifiés (mais ce n'est pas un caractère constant), plus ou moins entrecoupés localement de lentilles d'argiles bleues, puis au sommet à d'épais conglomérats polygéniques. L'emboîtement de la série pliocène dans la molasse miocène fait que, lorsque les deux dépôts sableux sont juxtaposés, il est impossible de tracer une limite nette entre eux, ni même de savoir si du Pliocène existe bien au milieu du Miocène, du fait aussi de l'extrême rareté ou de l'absence de macrofossiles. De plus les conditions d'affleurement de ces sédiments très meubles sont mauvaises par suite de l'importance des remaniements superficiels et de l'existence de surfaces boisées, notamment sur les collines. Ceci rend les observations de surface difficiles, les coupes naturelles ou artificielles étant au surplus rares. Il s'ensuit que les contacts n'ont pu que rarement être repérés et suivis, de sorte que

les affleurements pliocènes portés sur la carte ne sont probablement pas les seuls existants et que leurs contours sont le plus souvent entachés d'imprécision, ce que la carte traduit par des tiretés ;

– *au niveau du Quaternaire et des alluvions des plateaux,* où les questions sont d'ordre chronologique. Les nappes alluviales ont été généralement bien repérées, par leur surface et autant que possible par leur base, et leur succession relative bien établie. Mais l'absence d'éléments de datation absolue, de fossiles ainsi que de paléosols caractéristiques sur les hauts niveaux trop disséqués ou recouverts de limons, fait qu'on les a attribuées aux différentes périodes quaternaires et du Pliocène supérieur relativement entre elles. On s'est basé, toutefois, sur deux données paléontologiques relativement précises : la faune villafranchienne des lœss de Montrebut (feuille Serrières) et la faune du Riss ancien de la moyenne terrasse fluvio-glaciaire de Châtillon-Saint-Jean (feuille Romans), toutes deux très proches de la région représentée. Pour le Quaternaire récent (Riss et Würm), on s'est basé sur la continuité topographique des surfaces alluviales et sur les caractéristiques, bien connues, des sols qu'elles supportent.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

L'originalité et l'intérêt de cette carte vient de ce qu'elle recouvre par moitié deux grandes régions naturelles : les plateaux relativement élevés du Vivarais à l'Ouest (400 à 800 m), les collines et plaines du Valentinois à l'Est (100 à 400 m). Ces régions correspondent exactement aux ensembles géologiques, socle cristallin du Massif Central d'une part, sédiments meubles tertiaires et quartenaires du Bas-Dauphiné d'autre part. Les différences de niveau sont conformes à la structure, socle ancien soulevé à l'Ouest, bassin sédimentaire récent effondré à l'Est.

A plus grande échelle, le relief et l'hydrographie sont aussi conformes aux conditions géologiques et structurales. Les plateaux du Vivarais sont de hautes surfaces irrégulières et émoussées, séparées par un réseau d'étroites et profondes vallées à flancs raides, de densité moyenne, coulant souvent directement sur la roche en place. De nombreuses sections dessinent un quadrillage grossièrement géométrique suivant quatre directions privilégiées, reflétant probablement la structure faillée, dont la dominante est NE–SW (varisque), les autres N–S (rhodanienne), E–W et NW–SE. La région valentinoise par contre est caractérisée par les collines aux formes douces façonnées dans les argiles, sables et cailloutis néogènes, parcourues par de larges vallées dont les flancs de certaines sont taillés en terrasses, à fond alluvial plat, ainsi que par les vastes plaines alluviales du confluent Isère–Rhône. Dans les collines, le réseau hydrographique comporte une plus grande densité de ravins, le plus souvent secs, et de petites vallées quelquefois démesurément élargies malgré un écoulement épisodique. Mais il ne semble pas s'ordonner selon un schéma directionnel particulier.

Ces deux domaines s'opposent largement quant à leur couverture végétale et à leur exploitation agricole. Sur le plateau vivarois, auquel appartient l'îlot granitique Saint-Vallier–Tain, les hautes surfaces sont cultivées souvent en herbages alors que les versants des vallées, trop escarpés, sont laissés à la végétation naturelle ou aux bois, qui occupent aussi les sommets les plus élevés. Dans les collines néogènes au contraire, ce sont les sommets qui sont presque partout boisés, les versants à pentes douces, les terrasses et les fonds de vallée étant intensément cultivés (céréales, arbres fruitiers, vigne notamment sur les coteaux).

L'implantation humaine, relativement faible, est très dispersée, surtout sur le plateau vivarois où le village le plus important, Saint-Barthélémy-le-Plain n'atteint pas 700 habitants. Ce sont naturellement les vallées, sauf en Vivarais, qui sont les plus peuplées, avec quelques petites villes : ensemble Tain–Tournon (11 000 hab.), Saint-Vallier (4 000 hab.), sur le Rhône ; Châteauneuf-sur-Isère (2 000 hab.), Saint-Donat

sur l'Herbasse (2 200 hab.). Ceci est dû au caractère presque exclusivement agricole des activités.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE

L'histoire géologique de la région de Tournon est celle de la zone de contact entre le continent qu'a toujours été le Massif Central dès la fin du cycle hercynien et l'avant-fosse du géosynclinal alpin où la sédimentation marine a été continue du Trias à l'Albien, dont les mers secondaires ont à peine mordu la bordure orientale (Châteaubourg, Crussol sur la feuille Valence ; Vernoux sur la feuille Lamastre). On ne peut l'évoquer que par les documents qui existent sur les feuilles voisines (sondages pétroliers du Bas-Dauphiné, sédiments de la bordure orientale du Massif Central), aucun sédiment mésézoïque n'affleurant dans le périmètre de la feuille exception faite du minuscule pointement de la Roche-de-Glun, et de même très peu de dépôts tertiaires antérieurs au Néogène ; de plus aucun sondage profond n'y a été effectué. Les données les plus complètes sont fournies par les sondages de Saint-Lattier et de Montmiral (feuille Romans).

Au Trias, la région fait partie du bras de mer unissant la Provence au Jura, dans lequel se déposent des faciès de type germanique réduit (arkoses, anhydrite, schistes, dolomies, argiles, grès, marnes) à partir du Muschelkalk inférieur ou moyen, directement sur le socle (sondage de Saint-Lattier). Ensuite trois grandes périodes peuvent être distinguées :

– une période de sédimentation marine quasi continue jusqu'au Barrémien et peut-être à l'Albien ;

– une période d'émersion et d'évolution continentale, avec très peu de dépôts conservés, comprenant tout le reste du Crétacé et l'Éocène. C'est l'époque de l'édification de la *Chaîne dauphinoise* ;

– une période de subsidence plus ou moins intense, à partir de l'Oligocène, pendant laquelle s'individualise le bassin tertiaire, à dépôts continentaux et marins s'achevant à la fin du Néogène.

Les lignes structurales hercyniennes semblent avoir conditionné le régime de sédimentation et la répartition des faciès pendant tout le Mésozoïque, tout se passant comme si les bandes d'isofaciès et les isopaches étaient orientées suivant une direction privilégiée, NE–SW (varisque).

Du Lias au Crétacé inférieur, la région appartient à la zone de transition qui sépare une plate-forme néritique, au Nord d'une ligne Saint-Rambert–Morestel (plate-forme jurassienne au Jurassique supérieur), d'une mer plus profonde au Sud (zone vocontienne au Crétacé inférieur).

– *Le Lias* réduit (200 m environ avec l'Infra-Lias) est représenté par des faciès à Céphalopodes (calcaires argileux gris sombre, marnes noires et calcaires compacts gris foncé).

– *Le Jurassique* est marqué par une sédimentation à caractère régressif se traduisant par une migration vers le Sud des faciès néritiques qui se développaient sur la plate-forme (Ile Crémieu). Il commence par le dépôt des *Terres noires s.l.* (Callovo-Dogger), ensemble de marnes tendres gris-noir et de calcaires argileux noirs épais d'environ 700 m ; puis vient une centaine de mètres de calcaires argileux gris sombre alternant avec des marnes argileuses grises (Oxfordien) ; enfin il se termine par une épaisse série calcaire (environ 600 m), calcaires marneux gris à intercalations gris-noir (Rauracien), calcaires sublithographiques gris à beige, à délits marneux (Séquanien), enfin calcaires sublithographiques compacts (Tithonique), à faune pélagique pauvre (Calpionnelles, Radiolaires), affectés à tous les niveaux par une dolomitisation secondaire d'intensité variable. Localement, le Jurassique se termine par quelques dizaines de mètres de calcaires laguno-lacustres à Charophytes et de marnes bariolées

attribuées habituellement au Purbeckien (sondage de Montmiral). La limite Jurassique–Crétacé marque le maximum de la régression avec les faciès d'émersion purbeckiens. **Dès le Crétacé,** le régime redevient marin ; il débute par un Berriasien très comparable, en caractère et en épaisseur, à celui de type dauphinois : alternances de calcaires argileux gris foncé et de calcaires à pâte fine gris à beige (134 m). Il en est de même du Valanginien, formé de calcaires argileux gris-noir, monotones, à la base (108 m), et de calcaires cristallins plus ou moins spathiques et oolithiques, avec silex, au sommet (165 m), très semblables aux calcaires du Fontani (feuille Grenoble) sauf qu'ils ne représentent pas le caractéristique faciès « bicolore » de surface. La mer s'approfondit à l'Hauterivien, pendant lequel se déposent 145 m de calcaires argileux, finement gréseux par endroits. Au Barrémien et au Bédoulien inférieur, au contraire, une tendance à l'émersion provoque l'installation d'une plate-forme à fleur d'eau, battue par les courants et les vagues, sur laquelle se déposent les calcaires urgoniens, blanc-crème, cristallins, graveleux, compacts, à débris zoogènes et ciment calciteux.

Dans les sondages du Bas-Dauphiné, tous les terrains postérieurs à l'Urgonien manquent. La diminution de l'épaisseur des calcaires urgoniens vers le Nord-Ouest, la répartition des faciès et les apports d'origine terrestre laissent supposer la présence d'une aire continentale sur le Bas-Dauphiné à cette époque. Cependant les phénomènes d'érosion anté-oligocène sont extrêmement importants et expliquent pour la plus grande part la réduction d'épaisseur de l'Urgonien (11 m à Saint-Lattier contre 300 m dans le Vercors, quelques kilomètres à l'Est) et la discordance importante à la base de l'Oligocène qui repose sur l'Urgonien au sondage de Montmiral 1 mais sur le Valanginien (érosion de tout le Barrémien et l'Hauterivien) au sondage de Montmiral 2, très voisin, ce qui se reproduit dans les sondages de Saint-Lattier. C'est l'époque de la formation de la *Chaîne dauphinoise* (Y. Bravard, 1963).

La Chaîne dauphinoise. Peut-être dès la fin du Jurassique (Purbeckien), certainement à la fin du Barrémo-Bédoulien, une zone de reliefs émergés a occupé l'emplacement du Bas-Dauphiné, du Massif Central à la Chartreuse et au Vercors, peut-être aussi jusqu'au Jura et au Mont-d'Or lyonnais. Accolés vers le Sud au vaste territoire des plissements *pyrénéo-provençaux,* ces reliefs font partie de la Chaîne dauphinoise au Nord de la vallée de la Drôme.

Il s'agit d'une région plissée, dont les axes structuraux sont parallèles à ceux du Vercors, le front de plissement suivant approximativement une ligne Romans–Champier, bordant au Nord une zone restée à peu près tabulaire (C. Germain et G. Demaison, 1958). Les reliefs fini-crétacés étaient probablement peu saillants, d'un aspect qui pourrait ressembler à celui du Vercors, peut-être 1000 m plus bas relativement, avec les mêmes plis qu'aujourd'hui beaucoup moins accentués.

L'existence de la Chaîne dauphinoise se poursuit pendant l'Éocène qui, comme la fin du Crétacé, est une période d'intense karstification, d'érosion et de remaniement continental des sédiments crétacés. Les dépôts éocènes, très discordants, n'ont pas été rencontrés dans tous les sondages. A Saint-Lattier ce sont des marnes sableuses rouge brique et verdâtres, à passées de sables grossiers argileux rougeâtres et blanchâtres (114 m), remplissant les fissures des calcaires urgoniens karstifiés. Le long du Massif Central on attribue à l'Éocène, sans preuves stratigraphiques ni paléontologiques, les cailloutis à galets cristallins kaolinisés à bancs sableux, azoïques, et la kaolinisation sur place d'une partie du massif cristallin. Il semble que la période d'émersion crétacé-éocène de la Chaîne dauphinoise ait été une longue phase de climat tropical à pluies saisonnières, avec nuances plus arides et plus humides surtout vers la fin (J. Masseport, 1960), ou de tendance plus uniforme selon Cl. Sittler (1965).

Le bassin tertiaire (Oligocène–Miocène). La paléogéographie de la région change radicalement à l'Oligocène, probablement l'Oligocène supérieur. Une détente tectonique E–W provoque une fracturation méridienne et l'individualisation d'une zone d'effondrement qui traverse toute l'Europe depuis le lac Mjösa jusqu'à la Méditerranée (C. Sittler, 1965). Ce rift subsident entre failles est formé de compartiments séparés par des rides anticlinales SW–NE qui reprennent les directions des anciennes structures

hercyniennes. Ainsi la région de Tournon fait partie du fossé de Valence, large d'environ 15 km d'Est en Ouest et long d'une soixantaine de kilomètres du Nord au Sud, limité au Nord près de Beaurepaire par une structure décelée par la géophysique (J. Goguel, 1948), au Sud par la remontée périclinale de Crest. Deux cuvettes le composeraient : l'une au Nord, centrée sur Bathernay, l'autre au Sud sur Valence, séparées par un ensellement faillé E–W entre Tournon et Romans.

Ce fossé d'effondrement est envahi ensuite par la mer qui transgresse depuis les régions méridionales sur un paléorelief très différencié. Il y a lacune constante du Sannoisien, et absence de dépôts sur les crêtes et les flancs des paléochaînes. La série oligocène est connue notamment par les sondages de Saint-Lattier (feuille Romans), où elle est épaisse de 540 m :

1 – calcaires de base grumeleux, beiges, à silex et minces lits de grès fin et de marnes bariolées à montmorillonite. Faune de Milioles et Ostracodes (35 m) ;
2 – Grès du Royans, grossiers, à ciment argileux rose ou blanc alternant avec des argiles sableuses rouge brique à blanc verdâtre, quelques passées de calcaire gréseux gris (100 m) ;
3 – calcaire « chattien » beige, finement cristallin, argileux, en plaquettes au sommet, gréseux à la base. Quelques bancs de grès fins et d'anhydrite brune ;
4 – marnes grises argileuses, silteuses, feuilletées, parfois pyriteuses, à débris ligniteux et minces bancs de grès fins calcaires (170 m) ;
5 – argiles versicolores, silteuses, gris verdâtre et roses, plastiques, à minces intercalations de grès à débris végétaux et de calcaires argilo-gréseux beiges, parfois à silex vers le sommet. Elles contiennent des Foraminifères saumâtres de l'Oligocène supérieur.

Ainsi les conditions marines (1) sont vite remplacées par des conditions continentales, d'abord fluviales et fluvio-lacustres (2) puis franchement lacustres (3-4-5), avec de nouveau approche de conditions marines au sommet. La sédimentation comporte de très grandes variations de faciès et d'épaisseur, tant verticalement que latéralement (notamment faciès bordiers bréchiques et conglomératiques au « Chattien »).

Du point de vue paléoclimatique, il y a diminution générale mais sensible de la température moyenne au cours du Paléogène (C. Sittler, 1965). Aride au Stampien, le climat évolue vers plus de chaleur et d'humidité jusqu'à l'Oligocène supérieur, où il semble devenir de type tropical (Y. Bravard, 1963).

Une lacune générale en sondage, due peut-être simplement à l'absence de faune, existe dans le Bas-Dauphiné au niveau du Burdigalien. Classiquement, le bras de mer périalpin du début du Miocène est réputé suivre grossièrement la bordure occidentale du Vercors à l'Ouest de laquelle une tendance à l'émersion s'est peut-être fait jour. La région est de nouveau marine à l'Helvétien dont les marnes et sables reposent transgressivement, peut-être avec une légère discordance angulaire, sur les marnes bariolées oligocènes ; mais le contact en sondage est peu net (C. Germain et G. Demaison, 1958). Désormais le secteur appartient au bras de mer périalpin miocène dans lequel va se faire le dépôt de la molasse.

La base de la sédimentation miocène est connue par le sondage de Claveyson (feuille Serrières), immédiatement au Nord de la limite de la feuille Tournon. Deux ensembles la constituent (G. Demarcq, 1970) : un ensemble inférieur argilo-sableux à lits sableux plus ou moins grossiers, épais de 272 m (base à la cote – 192), et un ensemble supérieur sablo-gréseux épais de 229 m (base à la cote + 80), tous deux attribués au Vindobonien. D'une manière plus générale, on peut estimer que la molasse miocène est de faciès marin jusqu'au voisinage de la cote + 350, de faciès continental au-dessus. La plus grosse partie de l'ensemble sableux est d'origine alpine, les apports en provenance du Massif Central (sables aréniques et cailloutis à galets cristallins) devenant prédominants à proximité de l'îlot granitique de Saint-Vallier–Tain, notamment dans les alentours de Saint-Barthélémy-de-Vals.

Le bassin molassique finit de se combler avec les cailloutis polygéniques alpins à galets calcaires impressionnés de la fin du Miocène qui couronnent partout la molasse sablo-gréseuse helvétienne. Ces assises terminales ont été complètement démantelées par l'érosion post-miocène dans le périmètre de la feuille Tournon, de sorte qu'il n'en reste aucune trace, sauf peut-être au sommet de la butte de Saint-Andéol où des cailloutis surmontent un mince niveau d'argiles blanches qui pourraient être l'équivalent des marnes grises du mont Lagat (feuille Crest).

Épisode mio-pliocène. Dès la fin de l'édification du piedmont alluvial miocène, une tendance à l'encaissement des cours d'eau qui l'ont constitué s'affirme et va se développer de plus en plus pendant la période messinienne, à la charnière du Miocène et du Pliocène. Malgré la tendance à l'assèchement du climat à la fin du Miocène, une vigoureuse reprise d'érosion linéaire est certaine, dont les causes, encore mal élucidées, sont probablement multipless : exhaussement régional généralisé (phase *rhodanienne*), abaissement important du niveau de la Méditerranée (régression messinienne) ou une combinaison de ces facteurs. Toujours est-il que le Rhône qui existe déjà à l'exact emplacement de son cours actuel (contrairement à ce qui se passe dans le cadre de la feuille Valence), s'enfonce sur place à la limite du bassin tertiaire et du socle cristallin, sciant à cette époque l'actuel défilé épigénique de Saint-Vallier à Tain. La profondeur du creusement mio-pliocène est considérable, le paléothalweg du Rhône se trouvant plus de 100 m au-dessous du thalweg actuel (sondage de Bourg-lès-Valence, feuille Valence). Un réseau hydrographique relativement développé affluait dans ce tronc principal. A l'Ouest on peut lui attribuer au moins le Doux, à l'Est des vallées locales peu importantes comme par exemple celles qui convergaient à Marsaz. L'Isère, principal fleuve du piedmont bas-dauphinois au Miocène dans cette région, ne se manifeste pas au Messinien dans le secteur de Tournon où aucune paléovallée ne correspond à un cours d'eau de cette ampleur.

A la fin de la période messinienne, le relief de la région de Tournon était donc caractérisé par l'existence d'un plateau miocène à l'Est du Rhône, dont faisait partie l'ilôt granitique arasé de Saint-Vallier–Tain déjà fortement démantelé par l'érosion, et la bordure relativement disséquée du Massif cristallin à l'Ouest, séparés par une très profonde vallée du Rhône dont on peut estimer l'encaissement à un minimum de 400 m (P. Mandier, 1969). Ce fleuve décrivait sans doute un vaste méandre à concavité sud dans le secteur Tain–Chantemerle–Chanos et recevait, tant de l'Est que de l'Ouest, de petits affluents locaux à forte pente et à versants raides. A part l'axe principal rhodanien et ses affluents du Massif Central, le réseau hydrographique messinien était presque totalement différent du réseau actuel dans le bassin molassique bas-dauphinois.

Ce réseau hydrographique rhodanien va être entièrement comblé au cours du Pliocène par des sédiments d'origine et de nature diverses. Les premiers dépôts qui fossilisent le fond des vallées messiniennes sont des cailloutis à galets relativement grossiers, surtout calcaires et quartzites, à matrice sableuse et renfermant des blocs de grès molassiques éboulés des versants. Ce sont des alluvions fluviatiles qui représentent probablement celles qui ont transité dans les cours d'eau pendant toute la phase de creusement, et que l'on rattache maintenant à l'épisode continental *infra-pliocène* (R. Ballesio, 1972). Elles ont ensuite été scellées sous les autres sédiments pliocènes.

A la suite soit de nouveaux mouvements épirogéniques négatifs, soit d'une remontée eustatique du niveau de la Méditerranée, soit d'une combinaison des deux, la mer envahit le réseau des vallées messiniennes jusque vers Lyon et le transforme en une longue et étroite ria ramifiée. Dans le périmètre de la feuille Tournon, la ria dessinait un large golfe ouvert vers le Sud près de Chantemerle et poussait deux pointes dans la région de Marsaz. Ses rivages étaient jalonnés par des bancs d'Huîtres.

Au cours du Pliocène, la ria se comble progressivement d'argiles marines à la base, épaisses de plus de 400 m (Pliocène inférieur), d'argiles et de sables lacustres assez

minces puis de sables et cailloutis alluviaux à galets polygéniques au sommet, qui finissent par combler les vallées et former de grandes plaines alluviales. Épais de plus de 100 m, les cailloutis terminaux, de plus en plus grossiers vers le sommet, couronnent aujourd'hui toutes les hauteurs des collines néogènes, notamment à l'Est de Chavannes. Ils sont le témoin d'une vaste inversion de relief postérieure.

La sédimentation pliocène paraît se faire sous un climat caractérisé par une succession d'oscillations plus ou moins humides faisant suite à la relative sécheresse du Messinien et de l'Infra-Pliocène, dans une ambiance de diminution générale de température attestée par la disparition progressive de la plupart des espèces végétales miocènes (H. Meon-Villain, 1970). Cette décroissance devient particulièrement sensible à la fin du Pliocène avec l'alluvionnement de plus en plus grossier du plateau de Chambaran (Lens-Lestang, feuille Beaurepaire), annonçant le début des grands froids de la période quaternaire.

Creusement quaternaire. A la fin du Pliocène, la région de Tournon se présente de nouveau comme une plaine de piedmont alluvial très plane dont la surface s'établit au niveau du plateau des Planards (sommet aplani de l'îlot granitique de Saint-Vallier–Tain) et de l'aplanissement occidental du Massif Central au Nord de Tournon, sensiblement à la même altitude relative, ou peu en-dessous, de celle de l'ancien piedmont miocène disparu. Le Rhône retrouve son tracé anté-pliocène en bordure du Massif Central, au-dessus du défilé Saint-Vallier–Tain fossilisé au Pliocène. De nouveau, le réseau hydrographique va s'enfoncer sur place. Mais un changement considérable apparaît par rapport à la paléogéographie messinienne : si le Rhône semble avoir un tracé à peu près fixe, l'Isère dont on perd la trace au Pliocène vient au Quaternaire se localiser en bordure du Vercors, et les rivières locales du bassin tertiaire (Herbasse, Galaure, Veaune, Bouterne notamment) s'établissent sur un cours complètement différent des anciennes vallées messiniennes puisqu'elles leur sont maintenant entièrement épigéniques.

La période quaternaire, dans les Alpes et leur piedmont, est caractérisée par l'extension des glaciers de montagne qui se sont avancés jusqu'en bordure du Massif-Central dans la région de Lyon–Vienne. Bien que les glaciers alpins n'aient pas atteint le périmètre de la feuille Tournon ils se sont avancés à proximité : glacier de l'Isère en Bièvre-Valloire (feuille Beaurepaire) et dans la basse vallée de l'Isère (feuille Romans probablement), glacier du Rhône un peu plus au Nord (feuille Vienne). S'il n'y a donc aucun dépôt morainique dans le secteur de Tournon, par contre tout l'alluvionnement quaternaire avec son complexe système de terrasses est sous la dépendance de ces extensions glaciaires proches ou plus lointaines, de même que probablement tout ou la majeure partie des dépôts lœssiques et limoneux. La période quaternaire est donc essentiellement caractérisée par le creusement des vallées, leur alluvionnement sous contrôle glaciaire, l'importance des actions éoliennes et les phénomènes d'altération superficielle conduisant à la formation des sols et paléosols.

La plus grande partie des dépôts quaternaires sont en fait des alluvions fluvio-glaciaires maintenant disposées en terrasses témoignant des diverses paléogéographies alluviales successives. Les principales appartiennent aux deux vallées glaciaires, le Rhône et l'Isère, qui recouvrent à peu près toute la période considérée. Cependant, il existe un important système de terrasses de vallées locales, notamment l'Herbasse et le Chalon (et à un degré moindre la Galaure intéressant essentiellement la feuille Serrières), qui ne dépendent pas d'appareils glaciaires en amont. Ces alluvions, remaniées des formations du substrat néogène, sont bien entendu sous le contrôle des alluvionnement du Rhône et de l'Isère avec lesquels elles confluent, mais leur origine est ici périglaciaire (dans le sens de période froide), non fluvio-glaciaire. Ces deux types d'alluvions et leurs provenances se traduisent d'ailleurs très bien dans leurs différents faciès.

Les limons et lœss, sédiments éoliens également d'origine périglaciaire, donc sous le contrôle des épisodes glaciaires alpins, sont beaucoup moins répandus que les alluvions

des vallées. Ils sont totalement absents de la surface des terrasses wurmiennes d'une part, et d'autre part se répartissent essentiellement sur le système des terrasses de la région de Mercurol et de l'Herbasse, ainsi que sur le plateau cristallin des Planards. Quelques dépôts peu étendus et épais sont disséminés sur le socle cristallin du Massif Central à proximité du Rhône, rive droite.

Trois ensembles de lœss et limons peuvent se distinguer sur cette feuille :

— les lœss des plateaux, localisés principalement sur l'aplanissement couronnant l'îlot granitique de Saint-Vallier—Tain, en surface soit du substrat cristallin soit de la couverture miocène ou des alluvions fini-pliocènes. Malgré l'absence de bancs durcis visibles, leur position analogue à celle des lœss à faune de Mammifères du Villafranchien moyen (2 M.A.) de Montrebut, au-dessus de Saint-Vallier (feuilles Serrières), permet de penser, sans aucune certitude, qu'une partie d'entre eux pourrait appartenir au Villafranchien ;

— les lœss des hautes terrasses du Günz et du Mindel, qui comportent de nombreux bancs durcis d'épaisseur variable (20 à 40 cm sur la terrasse mindélienne de Crozes, 1 m voire davantage sur la terrasse gunzienne de Chante-Alouette par exemple). Ils sont parfois fossilisés par des lœss plus récents présentant par endroits plusieurs niveaux séparés par des paléosols ;

— les lœss sans bancs durcis mais parfois avec poupées qui recouvrent les terrasses anté-wurmiennes. D'âge plus récent (Würm généralement, peut-être Riss récent), ils peuvent également se superposer aux lœss et limons plus anciens, y compris sur les plateaux.

Le creusement quaternaire, dont l'ampleur totale peut être estimée ici à plus de 250 m, est donc responsable du système actuel des vallées. Le Rhône, qui a retrouvé son tracé messinien, s'en est cependant quelque peu écarté au Quaternaire ancien, lui-même ou l'un de ses bras empruntant et façonnant jusqu'au Mindel la trouée de Crozes-Hermitage, pour revenir ensuite à son cours actuel. L'Isère est probablement passée au Sud de la colline néogène de Châteauneuf (feuille Valence) jusqu'au Riss compris, pour ne prendre son tracé actuel au Nord qu'à partir du Riss—Würm. Tels sont les deux faits paléogéographiques principaux du Quaternaire dans le cadre de la feuille Tournon.

Il faut enfin signaler l'absence, sur le territoire de cette feuille comme sur beaucoup d'autres, de formations interglaciaires. Aucun dépôt, sauf actuel, n'a pu être attribué à une période autre que glaciaire. Cela s'explique par le fait que les interglaciaires ont été ici caractérisés par l'érosion (creusement des vallées) et l'altération superficielle. Des formations de versant (colluvions) et alluviales de fonds de vallées se sont probablement élaborées au cours des différents interglaciaires comme au Post-Würm. Ce sont des formations ubiquistes et polychronologiques, bien que plus abondantes lors des périodes froides. Mais, si tant est qu'il en reste, elles ne sont pas séparables des dépôts de versant ou alluviaux postérieurs qui les ont remaniés et recouvertes. Seuls les sols et paléosols semblent donc ici pouvoir témoigner des diverses conditions interglaciaires quaternaires.

DESCRIPTION DES TERRAINS

GÉNÉRALITÉS

Les terrains connus dans le périmètre de la feuille Tournon le sont tous par affleurement, peu de sondages ayant été effectués dans la région excepté le long du cours du Rhône, pour les reconnaissances préliminaires aux travaux d'implantation des barrages hydroélectriques. Ces derniers sondages, peu profonds, ont tous atteint sous les alluvions caillouteuses de fond de vallée les sédiments argileux du Pliocène qu'ils n'ont pas

traversés, confirmant ainsi que le Rhône est exactement superposé au premier tracé façonné pendant la régression messinienne, à la charnière du Miocène et du Pliocène.

Deux sondages profonds de reconnaissance des formations salifères du Sannoisien (1820 et 1515 m) ont été forés à Clérieux et à Chanos-Curson.

Ces terrains appartiennent donc exclusivement à trois ensembles distincts : les formations cristallines et cristallophylliennes du socle ancien du Massif Central, à l'Ouest du Rhône ; le remplissage tertiaire, marneux et molassique, du bassin bas-dauphinois, et les alluvions fluviatiles quaternaires, éoliennes et de versant, à l'Est. Seul un minuscule lambeau de calcaires kimméridgiens affleurant dans les berges du Rhône à la Roche-de-Glun représente la sédimentation mésozoïque sur le territoire de cette feuille.

En ce qui concerne les terrains sédimentaires, ce sont les dépôts quaternaires et notamment les alluvions des terrasses et des fonds de vallées qui occupent la plus grande surface. Les lœss sont aussi relativement étendus, en particulier sur le haut plateau couronnant l'îlot cristallin de Tain–Saint-Vallier, les hauteurs des collines pliocènes et les hautes terrasses quaternaires du secteur Tain–Chanos, à proximité du Rhône. Les hautes et les moyennes terrasses de rive gauche de l'Herbasse possèdent également une couverture limoneuse très étendue. Quant aux formations de versant, elles sont d'extension modeste et intéressent essentiellement les assises meubles des sables miocènes et des argiles pliocènes.

Les sables et grès molassiques des collines bas-dauphinoises occupent une étendue peu inférieure essentiellement entre Rhône et Isère. Ils sont intensément disséqués par un réseau hydrographique vaste et très ramifié.

Les sédiments pliocènes, très variés, sont aussi relativement étendus, sous deux formes essentielles : des argiles litées, marines et lacustres pour une faible part à la base, des cailloutis conglomératiques au-dessus qui forment le plus souvent le sommet des collines molassiques à la suite parfois d'une véritable inversion de relief.

Quant aux autres terrains tertiaires, ils se réduisent aux sables kaoliniques attribués à l'Éocène que l'on retrouve à l'état résiduel dans quelques sites au contact du socle cristallin de l'îlot Tain–Saint-Vallier et des sédiments néogènes. On ne connaît en surface aucun affleurement attribuables à l'Oligocène.

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Les deux sondages profonds de Clérieux (794.4.2) et Chanos-Curson (794.7.13) donnent une assez bonne coupe des terrains du Sannoisien *pro parte* au Miocène.

Le Sannoisien (épaisseur supérieure à 667 m à Clérieux) est formé d'une alternance de marnes, de dolomies, de sel gemme et d'anhydrite avec de fortes épaisseurs de sel à Chanos.

Le Stampien (443 m à Clérieux, 314 m à Chanos) est marneux à rares lits de grès vers la base et de calcaire dans la partie supérieure.

L'Oligocène supérieur (Chattien *auct.*) présente deux faciès différents :

- la partie inférieure (275 m à Clérieux, 572 m à Chanos) est formée de marnes et dolomies avec des passages salifères et à anhydrite. Quelques niveaux calcaires vers la base ;
- la partie supérieure (168 m à Clérieux, 213 m à Chanos) est essentiellement marneuses avec un passage d'environ 40 m nettement plus argileux vers le milieu.

A Clérieux, à un Aquitanien formé de calcaire, marne et sable (10 m) succèdent des niveaux à sable, argile et marne (243 m) du Miocène. Ceux-ci sont recouverts par 8 m de formation quaternaire.

A Chanos le Miocène est entièrement marneux à débris ligniteux (148 m). Il est surmonté par 57 m d'une molasse sableuse. En surface, le Quaternaire est représenté par des cailloutis et sables (10 m).

Deux sondages de recherche d'eau à Saint-Barthélémy-de-Vals (794.3.16) donnent en outre une coupe plus détaillée du Mio-Pliocène :

	Profondeur de la base (en m)	
	SONDAGE 1	SONDAGE 2
Sables molassiques jaunâtres plus ou moins grésifiés	34,5	18
Sables graveleux		27
Marne grise		33
Sable graveleux		43
Marnes		48
Sable graveleux, quelques galets		57
Sable graveleux	87	80,5
Marne	105	83,5
Sable graveleux	114	107
Marne (fin du sondage)	129	114

D'après l'interprétation B.R.G.M. du sondage n° 1, l'Helvétien serait entre 0 et 87 m et l'Aquitanien probablement au-dessous, par analogie des faciès marneux avec ceux de l'Oligocène. Il semble cependant que toute la série des deux sondages appartiendrait plutôt à l'Helvétien, comme tendrait à l'indiquer l'intercalation de faciès graveleux et caillouteux à tous les niveaux, semblables à ceux du Miocène caillouteux d'origine massif-centralienne. En effet, le caractère marneux de la sédimentation du Miocène inférieur a été signalé dans la région (G. Demarcq, 1962, p. 81) et notamment dans le sondage de Claveyson, à proximité immédiate (feuille Serrières, limite Sud). Enfin, le sondage n° 2, voisin du n° 1, montre l'imbrication étroite des faciès graveleux et marneux très proches de la surface et typiques de la sédimentation miocène de bordure du socle.

TERRAINS AFFLEURANTS

Roches cristallophylliennes

M^{1-2}_{c}. **Anatexites sombres à cordiérite et/ou sillimanite.** Roches hétérogènes mais cependant très typées, où des zones schisteuses, à foliation plane ou plissotée, se mêlent étroitement à des parties finement grenues, de texture nébulitique, à petits feldspaths carrés et flammèches micacées ; leur grande richesse en biotite, et souvent en cordiérite dont les petits prismes sont dispersés ou concentrés en globules centimétriques, leur confère une teinte sombre, bleutée à la cassure fraîche, virant au brun jaunâtre par altération. Composition minéralogique : quartz, orthose faiblement triclinique à perthite en film et à bourgeons myrmékitiques, oligoclase basique, sillimanite, cordiérite, grenat sporadique ; la sillimanite est abondante dans le faciès schisteux, en amas fibreux, rare et en inclusions des divers minéraux dans le faciès grenu ; la cordiérite domine dans le faciès grenu, parfois associée poecilitiquement au quartz et au grenat qu'elle paraît blinder ; le grenat est également en globules millimétriques très dispersés. Composition chimique globale de pélites silico-alumineuses.

Les anatexites sombres à cordiérite se différencient progressivement à la base des gneiss à sillimanite-cordiérite, au flanc oriental de la synforme de Sécheras ; elles s'intègrent ainsi normalement à la Série métamorphique du Vivarais oriental, dont elles constituent le terme inférieur. Par ailleurs, elles forment une bonne part du substratum des leptynites granitoïdes et anatexites claires à cordiérite, termes avec lesquels elles sont en contact progressif, mais toujours rapide. Elles s'identifient aux Gneiss

d'Aubusson du Nord-Ouest du Massif Central. En dehors de multiples septa de gneiss schisteux à sillimanite-cordiérite, elles contiennent en enclaves, sous forme de corps arrondis ou lenticulaires de dimensions variables (1 à quelques dizaines de mètres), des roches basiques massives à composition de diorite, de vaugnérite, ou d'amphibolite grenue banale (Ozon).

$M\overset{3}{c}$. **Anatexites claires à cordiérite.** Ces roches massives se caractérisent par la présence, et localement la grande abondance, de nodules de cordiérite dans une matrice blanche, presque totalement dépourvue de biotite et sans orientation, hétérogranulaire et à feldspaths souvent automorphes. Elles se différencient très progressivement des gneiss œillés granitoïdes et, sur le territoire de la feuille voisine Tournon au Nord, des leptynites granitoïdes ; dans le faciès intermédiaire, qui n'a pas été distingué, la folliation se désorganise peu à peu, la texture est tantôt plissotée, tantôt nébulitique, la cordiérite est souvent en nodules allongés disposés en traînées parallèles à la foliation régionale, et les phénocristaux de feldspath alcalin sont encore sporadiques. Bouffées pegmatitiques à cordiérite et/ou grenat. Composition minéralogique : quartz, orthose perthitique faiblement triclinique avec myrmékite, albite-oligoclase, biotite, cordiérite, sillimanite, grenat ; la perthite est en veines et taches dans les phénocristaux d'orthose, en film dans les microcristaux ; le plagioclase est subautomorphe ; la biotite est en très petites lamelles dispersées dans l'anatexite typique ; la cordiérite, parfois abondante, est tantôt «en châtaignes» (1-3 cm), tantôt en plus petits cristaux trapus épars, tantôt au contraire en arborescences polycristallines de 10-15 cm x 2-3 cm, et elle s'associe souvent poecilitiquement au quartz et/ou au grenat ; la sillimanite est encore fréquente dans les zones gneissiques ; le grenat, riche en composants spessartine (14 %) et almandin (78 %), est le seul minéral magnésien de certaines bouffées pegmatitiques. Composition chimique analogue à celle des leptynites granitoïdes.

Les anatexites claires à cordiérite forment de très vastes panneaux dans (ou plus probablement sur) le granite et les anatexites sombres à biotite. Au Nord (feuille Serrières) elles sont en frange discontinue à la base des leptynites granitoïdes et il est possible que les panneaux représentés ici, qui affleurent dans d'assez mauvaises conditions sur le plateau à l'Ouest du Rhône, comportent pour une part des leptynites granitoïdes que l'on n'a pas su distinguer ; et inversement, le caractère anatectique de la partie basale des leptynites granitoïdes de la rive gauche du fleuve a pu, en certains lieux, ne pas être aperçu.

$_{o}\zeta M$. **Gneiss œillés granitoïdes.** Gneiss très largement cristallins, à foliation plane ou, plus souvent, texture anatexique fruste marquée par un plissement régulier des lits micacés qui sinuent entre les phénocristaux d'orthose. Composition minéralogique : quartz, oligoclase, microperthite d'orthose faiblement tricliniques à auréole myrmékitique ou albitique, biotite, sillimanite, muscovite secondaire. Composition chimique de granite alcalin à calco-alcalin sodi-potassique. Éléments structuraux principaux : linéation d'étirement discrète et linéation minérale (sillimanite) parallèle, microplis couchés syn- à postschisteux.

Les gneiss œillés granitoïdes affleurent, dans la partie ouest du territoire de la feuille, au sein des anatexites claires à cordiérite, en plusieurs gisements d'apparence lenticulaire qui pourraient représenter un unique horizon plissé. Ils sont en tous points semblables aux gneiss œillés granitoïdes qui, au versant nord du mont Pilat, sur le territoire de la feuille Saint-Etienne au N.NW, forment un horizon de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur au mur des leptynites granitoïdes.

$M\lambda$. **Leptynites granitoïdes.** Il s'agit là en fait d'une formation à laquelle participent trois termes d'importance fort inégale : leptynites granitoïdes très largement prédominantes et qui en constituent en quelque sorte la trame, gneiss à sillimanite-cordiérite en septa de taille et densité variables, granite en filons-couches ou laccolites de dimensions et fréquence également fluctuantes d'un secteur à l'autre.

Les leptynites granitoïdes sont des roches massives, très claires, de grain variable

parfois assez grossier ; la foliation, fruste, plane ou irrégulièrement plissée, est déterminée par des cloisons micacées discontinues habituellement peu serrées ; texture localement nébulitique à la base de la formation ; phénocristaux sporadiques de feldspath alcalin et ségrégations centimétriques zonées, à cœur de biotite rouge en disposition radiaire et écorce de biotite verte mêlée à des vermiculures quartzeuses, à divers niveaux. Composition minéralogique (pourcentages moyens) : quartz (32 %), orthose perthitique faiblement triclinique (29 %) avec myrmékite albite-oligoclase (27 %), biotite avec sillimanite et/ou cordiérite, grenat ; la perthite est en film dans les petits xénocristaux d'orthose, en veines et taches (albitisation en échiquier) dans les phénoblastes subautomorphes ou fusiformes ; la sillimanite prédomine dans la moitié supérieure de la formation, la cordiérite dans la moitié inférieure où les horizons blancs à nodules verdâtres, allongés parallèlement à la foliation, sont caractéristiques; le grenat peut accompagner l'une et l'autre; en quelques secteurs bouffées blanches à limites diffuses, décimétriques à plurimétriques, avec cordiérite nodulaire et/ou grenat, à n'importe quel niveau. Composition chimique de granite alcalin sodi-potassique, ou d'arkose. Linéation minérale (sillimanite fibreuse cordiérite nodulaire) et d'étirement discrètes.

Les gneiss à sillimanite-cordiérite, de texture feuilletée, grenue ou hétérogène sont du type de ceux décrits sous la notation ζ_1. Ils forment dans les leptynites des intercalations lenticulaires concordantes de limites habituellement floues, passant à des *schlieren.* Ces intercalations sont d'épaisseur centimétrique à plurimétrique pour une extension latérale de quelques décimètres à dizaines de mètres ; leurs faibles dimensions moyennes, alliées à leur distribution très irrégulière, interdisent de les représenter sur la carte.

Le granite associé aux leptynites granitoïdes est de grain assez fin, de teinte claire et à texture habituellement planaire; il se reconnaît aisément à l'automorphie de ses feldspaths, et à la distribution régulière de ses petites lamelles de biotite, toutes parallèles; en certains lieux, il apparaît laminé dans toute sa masse et présente une linéation d'étirement accusée. Composition minéralogique. quartz (32 %), orthose (23 %), oligoclase (35 %), biotite (8 %), sillimanite ou cordiérite accessoire. Le granite planaire est toujours en gisements concordants, lenticulaires ou filoniens, dont l'épaisseur est décimétrique à décamétrique, l'extension latérale métrique à hectométrique; ses limites avec l'encaissant sont tantôt nettes, tantôt floues, et il peut contenir des *schlieren* micacés.

Les leptynites granitoïdes forment sur la rive gauche du Rhône, au flanc oriental de l'antiforme d'Erôme, un horizon puissant de plusieurs centaines de mètres ; elles surmontent là les anatexites sombres à cordiérite auxquelles elles passent rapidement bien que progressivement; elles sont elles-mêmes recouvertes en concordance, à l'Est, par le Complexe hétérogène de Ponsas.

$M\zeta$. **Complexe hétérogène.** On a représenté sur la carte sous la notation $M\zeta$ (complexe gneissique migmatisé) un ensemble de termes diversifiés si étroitement mêlés que, compte tenu des mauvaises conditions d'affleurement des secteurs où ils s'observent (rive gauche du Rhône), on ne saurait les séparer à l'échelle de 1/50 000. Il s'agit : de gneiss à grain fin ou grossier, schisteux et à biotite, sillimanite et cordiérite, ou massifs et à biotite, grenat et petits feldspaths automorphes; des gneiss leptyniques et leptynites de grain fin à grossier, à biotite et filets quartzeux ; de leptynites hétérogranulaires blanches, à petits nodules de cordiérite. Tous ces termes sont en bancs alternants, souvent plissés, épais de quelques décimètres à quelques mètres; ils sont zébrés de filons concordants ou discordants, d'épaisseur décimétrique à métrique, et de lentilles de pegmatites et de granites dont les caractères varient d'un lieu à l'autre: pegmatites hololeucocrates ou à nodules de cordiérite, homo- ou hétérogranulaires; granite clair, hétérogène ou homogène, à cordiérite nodulaire ; granite sombre homogène, de grain généralement fin, à biotite et parfois cordiérite prismatique.

Le complexe hétérogène, localisé sur la rive gauche du Rhône dans la région de Ponsas, est tout à fait semblable aux complexes de Verlieux et, mis à part l'absence d'amphibolites, de Laveyron, développés au Nord sur le territoire de la feuille Serrières; comme eux, il est de direction méridienne et repose à l'Ouest sur les leptynites granitoïdes dont il paraît former la couverture normale.

$\zeta\gamma$. **Gneiss à sillimanite-cordiérite, à filons-couches granitiques.** Cette formation lithologique, dont le développement est considérable sur le territoire de la feuille, a pour particularité de présenter en alternance des bancs de gneiss à sillimanite-cordiérite et des bancs d'un granite clair, à nodules sporadiques de cordiérite, d'à peu près même composition minéralogique qualitative. La puissance des bancs gneissiques va du décimètre à la dizaine de mètres, celle des bancs granitiques du décimètre au mètre.

Les gneiss sont de texture schisteuse à grenue, le faciès grenu et bien lité prédominant; leur foliation, plane au sommet de la formation, devient irrégulière vers la base, discontinue et plissée; les lits micacés y sont interrompus par la matière quartzo-feldspathique et l'on passe ainsi progressivement aux anatexites à cordiérite sous-jacentes. Composition minéralogique : quartz (24 %), oligoclase basique subautomorphe (28 %), orthose de faible triclinisme et à perthite en films (27 %), en cristaux subautomorphes auréolés de myrmékite, biotite (16 %), sillimanite fibreuse et cordiérite prismatique associées dans les lits phylliteux, grenat almandin accessoire, muscovite secondaire ; structure granolépidoblastique à porphyroblastique par développement de l'orthose en yeux centimétriques. Éléments structuraux principaux : microplis serrés de type semblable, syn- à postschisteux, déversés à couchés; plis ptygmatiques locaux; linéation d'étirement sur les plans de foliation. Composition chimique de schiste argileux.

Le granite clair, à grain moyen, est de texture subéquante et structure grenue. Il ne se distingue des gneiss que par sa pauvreté en minéraux femiques et l'agglomération locale en nodules centimétriques de la cordiérite. Certains de ses bancs se terminent en biseau et il peut aussi se présenter en filons discordants associés en stockwerks.

La formation des gneiss à filons-couches de granite constitue, au plancher des gneiss à biotite-sillimanite, un horizon continu dont la puissance est d'ordre kilométrique et qui assure la transition entre ces gneiss et les anatexites sombres à cordiérite de la base de la Série métamorphique du Vivarais oriental. Elle affleure dans sa totalité au flanc est de la synforme de Sécheras, par lambeaux à son flanc ouest laminé, et au flanc oriental de l'antiforme de Plats de part et d'autre du granite porphyroïde de Tournon qui en contient des septa. Les plis concentriques ouverts, décimétriques à métriques, y sont fréquents.

ζ^1. **Gneiss à sillimanite-biotite.** Gneiss bien réglés, à texture feuilletée ou régulièrement litée, de grain encore fin et alors massifs mais associés à des passées schisteuses, ou de cristallisation grenue (2 mm et plus); les divers types : schisteux, massif à grain fin, et grenu, alternent rythmiquement d'une manière irrégulière. Composition minéralogique : quartz (30 %), oligoclase (32 %), orthose (17 %) de faible triclinisme, à perthite en fuseaux, avec myrmékite sporadique, biotite (17 %) et sillimanite (2 %) fibreuse, tous minéraux associés en une structure granoblastique normale; grenat almandin rare, muscovite poeciloblastique accessoire et tardive. Éléments structuraux principaux : microplis syn- à postschisteux de type semblable, déversés à isoclinaux couchés; localement, linéation minérale (biotite, sillimanite) accusée. Composition chimique globale de schiste argilo-gréseux.

Les gneiss à biotite-sillimanite forment, au mur des gneiss à deux micas de la synforme de Sécheras et au flanc oriental de cette synforme, un horizon de puissance kilométrique; un puissant complexe leptyno-amphibolique s'intercale dans sa partie supérieure. Au flanc occidental de la synforme, ils sont laminés et ne s'observent qu'épisodiquement.

λ. **Leptynites.** Roches massives de grain fin à moyen, de teinte habituellement rose violacé, à foliation fruste mais régulière et litage discret. Composition minéralogique : quartz en fuseaux étirés (35 %), oligoclase basique (31 %), orthose (26 %) peu perthitique, biotite, grenat almandin sporadique; minéraux associés en une structure granoblastique. Composition chimique de rhyolite sodique ou sodi-potassique.

Ces leptynites se présentent en bancs de puissance décimétrique à métrique, associés en alternances irrégulières avec les amphibolites, dans le complexe leptyno-amphibolique qui s'intercale dans la série schisteuse de la synforme de Sécheras au sommet des gneiss à sillimanite.

δ. **Amphibolites.** Des amphibolites de deux types s'intercalent en couches plus ou moins continues à divers niveaux de la Série métamorphique du Vivarais oriental :

– *amphibolites noires schisteuses* à finement litées, ou massives, de grain fin ou moyen, associées localement à des gneiss à amphibole et grenat, exceptionnellement à des pyroxénites à amphibole et grenat en petits lits. Composition minéralogique : hornblende verte (48 à 62 %), oligoclase basique à labrador (28 à 45 %), quartz (2 à 8 %), avec sphène, calcite, épidote, apatite, ilménite, pyrite et pyrrothine, biotite sporadique, ou au contraire clinopyroxène qui prédomine dans certains lits ou lentilles; localement, grenat almandin, abondant dans certains lits riches en quartz. Schistosité cristallophyllienne fruste, linéation minérale accusée (hornblende), et microplis syn- à postschisteux de type semblable, déversés à couchés et d'axe parallèle à la linéation minérale. Composition chimique de basalte ou d'andésite;

– *amphibolites compactes* à grain moyen ou grossier, parfois hétérogènes à parties régulièrement gneissiques et d'autres de texture nébulitique ou même grenue; s'y mêlent localement des amphibolites grenatifères à nodules feldspathiques qui pourraient être d'anciennes éclogites (vallon du Mazevieux au N.NW de Vion). Mêmes compositions minéralogique et chimique que les amphibolites noires.

Pour l'essentiel, les amphibolites noires schisteuses ou litées se disposent en bancs d'épaisseur décimétrique à décamétrique, associés en alternance avec des bancs de leptynites et des gneiss à biotite, dans la partie supérieure de la formation des gneiss à sillimanite; ces bancs sont affectés de plis isoclinaux couchés postschisteux et surtout de plis concentriques décimétriques à métriques. Le complexe leptyno-amphibolique ainsi défini, dont la puissance et l'importance relative des divers termes varient largement d'un point à un autre (son épaisseur en particulier s'annule dans la partie médiane de la feuille, mais atteint 500 m à ses limites nord et sud), comporte en principe de haut en bas : un niveau essentiellement amphibolique supérieur, une alternance d'amphibolites, leptynites et gneiss en position intermédiaire, un horizon gneissique et un niveau essentiellement amphibolique inférieur; il affleure largement au flanc oriental de la synforme de Sécheras, plus irrégulièrement à son flanc occidental où il est puissamment laminé. Quelques bancs d'amphibolite noire s'intercalent également dans la moitié inférieure de la formation des gneiss à sillimanite et dans celle des gneiss à sillimanite-cordiérite. Quant aux amphibolites compactes, elles sont en corps lenticulaires, d'épaisseur décamétrique et d'extension latérale kilométrique, dans les anatexites sombres à cordiérite, y dessinant un niveau discontinu dans la région d'Ozon.

ζ^2. **Gneiss à deux micas.** Sous leur aspect le plus banal, ce sont des gneiss relativement phylliteux, à texture feuilletée et largement cristalline, bien réglés. Composition minéralogique: oligoclase granoblastique associé au quartz, biotite et muscovite lamellaires, parfois sillimanite séricitisée ou grenat almandin, exceptionnellement microcline. Éléments structuraux principaux: micro- et mésoplis syn- à postschisteux de type semblable, déversés à couchés. Composition chimique de pélite silico-alumineuse. Des bancs à grain assez fin, à tendance leptynique ou quartziteuse, s'intercalent dans les gneiss phylliteux, en alternances rythmiques irrégulières.

La formation des gneiss à deux micas, puissante de quelques centaines de mètres, est le terme le plus élevé de la série métamorphique du Vivarais oriental visible à

l'affleurement sur le territoire de la feuille; elle constitue le cœur de la grande synforme méridienne de Sécheras et y est affectée de nombreux plis ouverts de type concentrique, décimétriques à métriques.

ξ. **Micaschistes et gneiss fins.** On a groupé en un ensemble compréhensif des roches massives et de grain fin, ou schisteuses, litées ou rubanées, claires ou sombres mais toujours verdâtres, striées de lits et amandes de quartz laiteux. Cette formation n'est connue, sur le territoire de la feuille, qu'en septa de puissance et extension hectométriques, de direction méridienne, à l'intérieur du granite de Tournon, dans sa partie occidentale; elle y est injectée de filons de granite concordants ou discordants, et souvent écrasée en bordure de fractures de direction N.NE et nord-est fréquentes dans ce secteur. Composition minéralogique: quartz concentré souvent en grosses amygdales, biotite chloritisée et chlorite, albite en ocelles ou poeciloblastes, biotite tardive et parfois cordiérite dans les termes schisteux. Les caractères minéralogiques et structuraux de ces roches permettent de les assimiler aux micaschistes fins, avec ou sans silicate d'alumine, et à leur faciès leptynique, développés au Nord sur le territoire des feuilles Serrières et surtout Vienne, en bordure du granite porphyroïde de Vienne, et les rapprochent des micaschistes et gneiss fins à albite de la feuille Valence, au Sud.

Roches éruptives

γ^3. **Granite à biotite homogène.** Sous son aspect banal, granite à grain moyen, de structure grenue équante à feldspaths automorphes, localement et irrégulièrement porphyroïde, assez sombre. Composition minéralogique: quartz (27 %), oligoclase basique à andésine zoné (33 %), orthose peu perthitique (21 %) avec myrmékite, biotite (18 à 10 %), cordiérite (0 à 8 %) prismatique, sillimanite fibreuse sporadique. Chimisme calco-alcalin monzonitique.

Ce granite forme principalement dans la région de Saint-Barthélémy-le-Plain un massif lenticulaire à la jointure des anatexites à cordiérite et des gneiss à biotite-sillimanite ou sillimanite-cordiérite de leur couverture; il est intrusif concordant, souvent par l'intermédiaire d'un faciès à texture planaire ou porphyroïde fluidale, voire linée, dans les gneiss dont il contient de nombreuses enclaves. Il constitue par ailleurs, dans le granite hétérogène à biotite, des masses de dimensions décamétriques à hectométriques, à limites floues ou parfois tranchées, qui n'ont pas été distinguées; certaines d'entre elles sont intrusives dans les anatexites claires à cordiérite.

Mγ^3. **Granite à biotite hétérogène.** Ce granite est remarquable par son hétérogénéité liée, à la fois, à des variations considérables et souvent rapides dans sa texture et sa composition minéralogique quantitative et à l'existence d'enclaves schisteuses diverses, localement nombreuses et parfois fort importantes. Les variations de texture tiennent, tantôt au changement rapide de la taille moyenne des cristaux, tantôt à l'existence ou non et aux dimensions et répartition des phénocristaux automorphes d'orthose, tantôt enfin à la présence locale d'une orientation de toute la matière granitique et particulièrement des micas, ou des seuls phénocristaux. Les modifications de teneur des minéraux intéressent spécialement la biotite, toujours abondante cependant, et la cordiérite, qui peut être au contraire absente et se présente tantôt avec un habitus prismatique, tantôt sous forme de nodules centimétriques concentrés dans les zones claires. La composition minéralogique qualitative est celle du granite à biotite homogène, la composition chimique moyenne également. Les enclaves les plus nombreuses et importantes (100 m de long et plus), et de limites floues, sont des anatexites sombres; les autres sont de gneiss, voire de micacites, beaucoup plus petites (quelques centimètres à quelques décimètres), de forme sphérique à ellipsoïdale et à limites nettes.

Le granite hétérogène couvre de vastes surfaces sur le plateau à l'Ouest du Rhône; il se différencie en masses de dimensions et formes très variables au sein des anatexites

sombres à cordiérite dont il se distingue sans ambiguïté par son grain de taille toujours bien supérieure et l'automorphisme accusé de ses feldspaths. Il vient parfois au contact des anatexites claires à cordiérite, en bordure desquelles il prend dans une zone étroite une couleur plus claire : le passage est en fait ménagé, bien que rapide, entre les deux sortes de roches.

$s\gamma^3$. **Granite à biotite à texture schisteuse.** Granite sombre, homogène, de grain moyen mais localement porphyroïde, à texture schisteuse; il se débite en plaques à surfaces striées de cannelures d'étirement et d'alignements parallèles de biotite fraîche; structure cataclastique à cloisons de micas, quartz et sillimanite, et à feldspaths automorphes à ovoïdes. Composition minéralogique: quartz (27 %), orthose peu perthitique de faible triclinisme (21 %), oligoclase basique (33 %), cordiérite prismatique et sillimanite fibreuse accessoires. Chimisme calco-alcalin monzonitique.

Le granite schisteux, ou parfois simplement liné, est riche en septa de toutes tailles de gneiss à cordiérite-sillimanite dont il se délimite parfois difficilement: il s'associe intimement à eux au flanc occidental de la synforme de Sécheras et forme également plusieurs corps stratoïdes dans les anatexites claires à cordiérite voisines, les gneiss à sillimanite-cordiérite à filons-couches de granite et les leptynites granitoïdes. Il s'identifie au faciès orienté du granite à biotite homogène, dont il relaie d'ailleurs en direction le gisement lenticulaire principal.

$p\gamma^3$. **Granite porphyroïde à biotite.** Ce granite forme pour l'essentiel le grand massif de Tournon, qui traverse le territoire de la feuille du S.SW au N.NE, de part et d'autre du Rhône. Faciès principal de grain assez gros, en principe équant, largement porphyroïde en certains secteurs, à biotite. Les mégacristaux de feldspath alcalin s'y multiplient localement au point que la roche acquiert une texture pegmatitique ou au contraire se raréfient pour disparaître parfois dans un faciès à quartz granuleux subordonné; ils peuvent également s'orienter, comme le cas échéant les micas qui dessinent parfois des cloisons, en des zones à texture fluidale de répartition souvent anarchique; zones à texture rubanée ou gneissique près des limites du massif ou le long d'accidents tectoniques. Composition minéralogique: quartz interstitiel (29 %); orthose (34 %) de triclinisme faible ou nul et peu perthitique (albite en films ou veinules), en mégacristaux automorphes et microcristaux; oligoclase basique à andésine (23 %) automorphe; biotite (12 %) parfois chloritisée; muscovite et myrmékite sporadiques. Chimisme de granite calco-alcalin, sodi-potassique.

Le granite de Tournon est en gisement intrusif (probablement en feuillet) faiblement discordant, prenant en écharpe les formations du flanc oriental de la synforme de Sécheras et de l'antiforme d'Erôme; à l'échelle de l'affleurement toutefois, ses contacts sont concordants et il s'injecte en multiples filons d'épaisseur métrique à décamétrique dans la foliation des gneiss à sillimanite-cordiérite en particulier, réalisant ainsi de fort beaux aspects d'épibolites (rive droite du Rhône au Sud du Glun).

$\gamma^{1\text{-}2}$. **Granite hololeucocrate à biotite.** Granite hololeucocrate à gros grain (5 mm), à zones porphyroïdes et même pegmatitiques, à feldspaths rosés et quartz en granules centimétriques opalescents. Structure grenue. Composition minéralogique : quartz (29 %), orthose (33 %), oligoclase basique (32 %), biotite (6 %). Composition chimique de granite hololeucocrate, alcalin sodi-potassique. Ce granite n'affleure qu'au Sud de Saint-Uze sur la rive gauche du Rhône, à la faveur de fenêtres d'érosion dans les formations glaciaires qui masquent totalement ses relations avec son environnement.

γ^1. **Granite hololeucocrate à muscovite.** Granite hololeucocrate à grain fin ou moyen, de texture équante et structure grenue à feldspaths automorphes. Il se rapporte à deux types d'environnement et de composition différents: type à deux micas associé au granite porphyroïde à biotite de Tournon, type à muscovite et andalousite lié aux anatexites claires à cordiérite. Composition minéralogique: quartz en grains

isodiamétriques (33 %), orthose perthitique (veines et taches d'albite) de faible triclinisme (26 %), oligoclase (32 %), muscovite (7 %), biotite (2 %), grenat sporadique dans le type à deux micas; orthose plus abondante (32 %) avec albite (26 %), muscovite (10 %), biotite rare, andalousite automorphe chemisée de mica blanc, cordiérite et sillimanite en reliques sporadiques dans le type à muscovite-andalousite de cristallisation plus fine; micropegmatites graphiques banales. Chimisme de granite alcalin sodi-potassique, très pauvre en calcium pour le type à andalousite.

Le granite à deux micas est en petites masses ou en filons d'extension hectométrique à kilométrique, de direction principalement subméridiennes, dans le granite de Tournon ou à proximité immédiate. Le granite à muscovite-andalousite forme des lentilles à limites nettes dont on ne peut préciser le plongement, ou de petits massifs (au Nord de Boucieu-le-Roi), dans l'ensemble granito-anatexique du plateau occidental, à l'intérieur ou au voisinage des anatexites claires à cordiérite.

$\mu\gamma^3$. **Roches microgrenues.** Ces roches très massives, de texture équante, constituent, d'une part une petite masse filonienne intrusive dans les anatexites sombres à cordiérite à l'Ouest de Tournon, d'autre part deux massifs elliptiques de quelques centaines de mètres de long, allongés parallèlement en direction du Nord, encaissés dans le granite à biotite homogène au Sud de Saint-Barthélémy-le-Plain (ferme de la Gardette). Deux types pétrographiques:

– un type gris à structure microgrenue large irrégulièrement porphyrique et subdoléritique. Composition minéralogique: quartz interstitiel rare, orthose, andésine zonée en baguettes, biotite en lamelles dispersées ou groupées en nids, ilménite, apatite aciculaire très abondante. Chimisme de monzonite;

– un type sombre à structure doléritique franche. Composition minéralogique voisine avec toutefois moins d'orthose, plus d'andésine et présence de quelques cristaux d'hypersthène auréolés d'amphibole aux côtés de la biotite plus abondante.

Le type sombre constitue le filon intrusif dans les anatexites sombres à cordiérite et de très rares enclaves dans le type gris. Ce dernier forme les deux massifs de la Gardette qui, à leurs bordures, se fragmentent en masses arrondies décimétriques à métriques dans le granite à biotite et se résolvent en certains lieux en essaims d'enclaves. Le granite encaissant, de texture localement fluidale avec quelques mégacristaux, présente au contact des enclaves une mince frange enrichie en biotite.

Ces roches microgrenues sont analogues par leur composition et par leurs relations d'intrusion dans les anatexites sombres et d'antériorité par rapport au granite à biotite, à celles connues au Nord sur le territoire des feuilles Vienne et Saint-Etienne.

η^3. **Diorite.** On a regroupé sous ce terme des roches éruptives plus ou moins basiques, largement grenues le plus souvent et d'architecture équante ou discrètement foliées, en enclaves arrondies ou lenticulaires dans le granite à biotite hétérogène et les anatexites sombres à cordiérite; ces enclaves, dont la plus grande dimension va du décimètre à la dizaine de mètres, sont isolées ou groupées en essaims. Composition minéralogique: plagioclase d'acidité moyenne, variable d'un gisement à l'autre; amphiboles diverses, biotite souvent abondante; quartz et feldspath potassique sporadiques; épidote, sphène, magnétite, ilménite accessoires. Chimisme de diorite quartzique, diorite ou syéno-diorite.

Au lieu-dit le Bec au Sud de Pont-de-Duzon, une serpentinite à résidus d'olivine, bronzite et spinelle, avec clinoamphibole et chlorite secondaires, forme le cœur d'une de ces enclaves d'amphibolite grenue, à bordure foliée, d'une vingtaine de mètres de diamètre.

θ. **Gabbro.** Gabbro à texture massive et équante, structure ophitique, de grain moyen (2 mm). Composition minéralogique: labrador, bronzite, clinopyroxène diallagique, avec biotite subordonnée à inclusions de magnétite, épidote, apatite et pyrite. Le gabbro forme un petit massif (0,5 x 0,2 km) intrusif dans le complexe hétérogène et est lui-même recoupé par des filons métriques de granite rose à grain fin, émissaires du granite de Saint-Uze.

φ. **Phyllonites.** On a représenté sous ce nom diverses roches blanches ou sombres, de grain très fin, à débit accusé schisteux ou en crayons, qui ont pour origine le laminage extrême des formations de nature variable (gneiss à cordiérite-sillimanite ou à biotite-sillimanite, leptynites, amphibolites, gneiss à deux micas) du flanc occidental de la synforme de Sécheras; s'y mêle une roche claire, brunâtre, de linéation également très accusée, à grandes lames de muscovite dans une matrice porphyroclastique à orthose et oligoclase : il pourrait s'agir d'un granite à muscovite, dont elle possède le chimisme. Les phyllonites, qui matérialisent essentiellement une zone linéaire de laminage redressée à la verticale à la jointure de l'ensemble granito-anatexique occidental et de sa couverture ectinique, ont une puissance dépassant en certains points 500 m; des lentilles subordonnées du même matériel s'observent çà et là dans le gneiss à deux micas; enfin les granites à biotite schisteux, qui touchent parfois à l'Ouest à la zone laminée, présentent localement un faciès phyllonitique.

Les phyllonites ont été reprises en divers endroits dans des broyages ultérieurs qui ont par ailleurs donné, à partir de la plupart des roches qui affleurent sur le territoire de la feuille, des mylonites bréchiques ou à nodules.

Q. **Quartz filonien.** Des quartz filoniens affleurent en divers points de la feuille. Il s'agit pour l'essentiel de filons minéralisés en galène argentifère, avec blende et pyrite, dans une gangue quartzeuse ou baryto-fluorée (Saint-Barthélémy-le-Plain à l'Ouest du Rhône, Serves à l'Est) ; parfois la barytine domine (Gourdy, au Sud de Tournon). Leur direction est nord-ouest ou nord-est.

Terrains sédimentaires

Secondaire

Seul témoin de terrain mésozoïque, le pointement de calcaires kimméridgiens de la Roche-de-Glun, au bord du Rhône rive gauche, prolonge vers le Nord des assises secondaires de Châteaubourg (feuille Valence).

j7-8. **Kimméridgien.** Calcaires en gros bancs gris bleuâtre à *Pygope diphya, Oppelia lithographica,* et calcaires à *Reinekeia pseudomutabilis, Oppelia tenuilobata, Neumayria compsa, Aspidoceras ephicerum.*

Tertiaire

La série des terrains sédimentaires tertiaires ne débute pratiquement, sur la feuille Tournon, qu'avec le Miocène supérieur. En effet, on ne trouve, au contact du socle cristallin, que des dépôts détritiques siliceux et kaolinisés, fort peu étendus, attribués à l'Éocène. La très grande partie du substrat sédimentaire antéquaternaire appartient à la double transgression du Néogène. On a notamment reconnu, à côté de la molasse sablo-gréseuse, une large extension des formations pliocènes.

Cette région, malgré une intense dissection quaternaire, est encore stratigraphiquement proche du niveau de comblement initial du Miocène, de sorte que cet étage y est représenté par ses niveaux supérieurs (Helvétien sup.–Tortonien) : sables continentaux supérieurs passant, à leur base, à la molasse marine sablo-gréseuse. Seuls y manquents les conglomérats terminaux *pontiens* qui apparaissent largement à l'Est (feuille Romans).

Le Pliocène a été observé et représenté sur une vaste surface. Il est en forte discordance de ravinement sur la molasse miocène, dont il fossilise de profondes vallées creusées pendant l'intervalle messinien (phase de creusement pré-pliocène). Ces vallées remontent en se ramifiant dans la zone molassique à partir du golfe marin de Chantemerle, et sont fréquemment recoupées épigéniquement par les vallées quaternaires, sauf sur l'axe du Rhône qui est ici commun.

Contrairement au Miocène monotone, le Pliocène possède une succession de faciès variés, marins et continentaux. On a même pu reconnaître, pour la première fois avec

une telle extension, les dépôts *infra-pliocènes* appartenant vraisemblablement à la fin de la période de creusement messinienne et délimiter avec une relative exactitude les prolongements, dans le bassin molassique, des affluents de la ria pliocène du Rhône.

Éocène

e. **Sables kaoliniques de Douévas.** Alternance de bancs sableux et graveleux, blancs ou jaunâtres, fins à grossiers, et de bancs caillouteux de puissance métrique, lités, à galets bien arrondis de taille variable (jusqu'à 0,10 m) composés de roches cristallines et cristallophylliennes altérées, blanchies, fragiles, auxquelles se mêlent des chailles blanches et des galets et graviers ovoïdes et avellanaires parfaitement arrondis de quartz hyalin éolisés, et localement des concrétions calcédonieuses. La stratification, horizontale, est en bancs d'épaisseur variable.

En l'absence de faune, cette formation a été rapportée à l'Éocène, mais tout ou partie pourrait aussi bien appartenir à l'Oligocène par analogie de faciès avec les dépôts oligocènes reconnus à proximité au Nord (feuille Serrières).

Localement, ces sables siliceux ont été irrégulièrement consolidés en grès siliceux de type quartzitique, extrêmement durs, que l'érosion dégage des sables meubles et qui se dressent alors en reliefs ruiniformes très spectaculaires comme au lieu-dit les Roches-qui-dansent (Nord de Douévas).

• *Les sols.* Les sols qui s'y développent sont caractérisés par une extrême sensibilité à l'érosion. Aux régosols et sols peu évolués des pentes fortes sont associés, sous forêt et dans les secteurs de pentes plus faibles, des sols à caractère acide marqué (pH inférieur à 5), avec horizon (B) d'altération toujours peu différencié. Ces sols bruns acides passent à des faciès de sols bruns lessivés dans les dépressions.

Miocène (Helvétien–Tortonien)

N'affleurant qu'à l'Est du Rhône, le Miocène de la feuille Tournon, malgré sa monotonie (sables plus ou moins grésifiés), comporte cependant des faciès nombreux [marins et continentaux, d'origine lointaine (alpine) ou locale (massif-centralienne)]. C'est la *molasse sablo-gréseuse* banale dans laquelle on a distingué :

- la molasse marine m_2S ;
- la molasse continentale m_2F, de faciès généralement alpin ;
- la molasse argileuse m_2A ;
- la molasse arénique $m_2R\gamma$, de provenance diverse : Massif Central, marine et continentale.

Ces faciès sont inégalement répartis et s'imbriquent étroitement les uns dans les autres, de sorte qu'il n'est pas possible d'y établir une véritable stratigraphie.

La masse principale est constituée par la molasse marine banale d'origine alpine, en provenance de l'Est, au faciès monotone (dite aussi « safres ») m_2S. Vers la cote + 340 à + 350, elle passe vers le haut assez rapidement aux sables continentaux m_2F plus homogènes et moins grossiers qui occupent la portion nord-est de la feuille. Enfin, la série se termine par des argiles blanches ou grises m_2A affleurant mal au-dessus de la cote + 400 dans la butte de Saint-Andéol.

Les conglomérats qui coiffent ce sommet (438 m) peuvent appartenir aux dépôts caillouteux terminaux du Miocène (conglomérats dit *pontiens*) qui se développent largement à l'Est sur le territoire de la feuille Romans, mais aussi à la nappe supérieure pliocène. Aucun argument ne permet, à l'heure actuelle, de choisir entre ces deux hypothèses. Cependant nous les avons notés p_2F car nulle part, sur cette feuille, nous n'avons rencontré de cailloutis polygéniques appartenant indubitablement à la série miocène alors qu'ils sont très nombreux et bien développés dans le Pliocène, notamment au sommet. Seul leur niveau très élevé pourrait éventuellement faire douter de leur appartenance au Pliocène.

La molasse alpine marine et continentale occupe presque toute la masse des collines miocènes, rarement entrecoupée de minces intercalations argileuses lenticulaires,

affleurant très mal. Vers l'Ouest, à partir du méridien de Clérieux, commencent à apparaître à tous les niveaux des intercalations de sables aréniques à graviers et galets cristallins m2Rγ en provenance du Massif Central. Ce faciès devient de plus en plus fréquent et étendu vers l'Ouest, surtout dans la région de Saint-Barthélémy-de-Vals où il envahit totalement la série.

Le Miocène est observable ici de la cote + 400 à la cote + 130 environ, soit sur presque 300 m d'épaisseur. Mais il se prolonge en profondeur, au moins jusqu'à la cote — 141 atteinte par le sondage de Claveyson, à la limite sud de la feuille Serrières. Là, le faciès devient plus argileux en dessous de la cote + 100 environ, qui serait la limite supérieure approximative de l'Helvétien inférieur (G. Demarcq, 1970).

m2S. **Molasse marine de faciès alpin (sables et grès).** Sables quartzeux et feldspathiques, parfois micacés, calcaires, de texture moyenne à grossière et de teinte générale jaune rougeâtre à rosâtre assez soutenue à l'affleurement, grise à gris bleuté en sondage. Malgré leur origine marine indubitable, ils ne contiennent pas de glauconie ou localement quelques traces. Ils ne comportent aucun élément grossier, si ce n'est de rares graviers polygéniques disséminés plus fréquents à l'Est. Localement existent de petits niveaux marneux consolidés. Le litage est généralement net, irrégulier, avec de nombreux lits obliques ou même entrecroisés. La consolidation en grès est fréquente, assez capricieuse, souvent indépendante du litage, d'orientation très diverse, mais le plus souvent en bancs, lentilles, miches ou amas plus ou moins réguliers, à ciment calciteux, sans trace d'argile. Des stries ou zones de rubéfaction soulignent parfois le litage ou la consolidation.

Localement se trouvent des niveaux à coquilles marines brisées (Térébratules, Pectens, Huîtres, Patelles, Balanes, Bryozoaires, Foraminifères, Ostracodes, etc.) comme à la combe de Montoré ou au Coteau Pédriolon (Nord de Charmes), ou dents de Squales (Pont-de-l'Herbasse). Mais l'ensemble est généralement azoïque. Ce faciès correspond aux sables dits *de Montchenu* (feuilles Serrières).

m2F. **Molasse continentale de faciès alpin (sables plus ou moins grésifiés).** Au-dessus de la cote + 340, la molasse marine passe rapidement à des sables plus fins, plus homogènes, grisâtres, avec parfois des strates ou zébrures plus colorées, mieux lités horizontalement, moins densément et fortement consolidés. On y trouve des concrétions de marnes blanchâtres ou parfois de grès ovoïdes et discoïdes.

Il s'agit de matériaux de provenance alpine et d'origine fluviatile, localisés dans le secteur nord-est de la feuille où ils sont azoïques. Ils correspondent aux sables dits *de Tersanne,* dont ils sont le prolongement, à faune de Mollusques terrestres fluvio-lacustres et littoraux et de Mammifères, notamment l'Hipparion (feuille Serrières).

m2Rγ. **Molasse de faciès Massif Central (sables, cailloutis).** Sables aréniques généralement grossiers (quartz, feldspath de grande taille, peu de micas), plus ou moins mêlés de cailloutis à galets bien roulés à dominante siliceuse (granite, gneiss sains ou peu altérés, quartz, chailles blanches à cortex poreux et brunes à cortex blanchâtre, rares calcaires), en provenance du Massif Central. Il peut s'y intercaler des lits de sables siliceux fins ou de graviers sur des épaisseurs variables de quelques décimètres à plusieurs mètres. La stratification est horizontale, le litage entrecroisé; l'ensemble est très meuble, jamais grésifié. Une partie de ce matériel peut provenir de la reprise des formations sableuses et caillouteuses de l'Éocène (Douévas, Larnage).

Cette molasse arénique et caillouteuse, jamais calcaire dans la masse, se rencontre surtout dans la partie ouest des collines miocènes ainsi que sur le plateau cristallin de Saint-Victor—les Méjans où elle forme une mince couverture démantelée et réduite à l'état de lambeaux au contact du socle. Dans les collines molassiques, elle s'interstratifie avec la molasse calcaire alpine à tous les niveaux, marins ou continentaux. Elle forme une masse particulièrement importante dans le secteur de Saint-Barthélémy-de-Vals, qui s'effiloche rapidement vers l'Est où les intercalations ne dépassent guère de vallée de l'Herbasse, sous forme de petites lentilles très discontinues et espacées.

Elle est généralement azoïque, mais contient des dents de Squale à Sept-Semaines (Nord de Chantemerle).

m2A. **Intercalations argileuses.** Entre les cailloutis du sommet de la butte de Saint-Andéol et le soubassement sablo-gréseux s'intercale, entre les cotes + 400 et + 405, une couche d'argiles calcaires de couleur blanche à gris bleuté, noduleuses, apparemment non litées, affleurant très mal. Leur épaisseur est de quelques mètres seulement. On les a rapportées au Miocène car elles paraissent en continuité stratigraphique avec la molasse sous-jacente et en position topographique comparable aux marnes miocènes du mont Lagat (feuille Crest).

D'autres lentilles argileuses, encore moins puissantes et étendues, s'intercalent dans la masse de la molasse de la région de Saint-Andéol, au-dessus de la cote + 350. Elles n'apparaissent que dans le haut de la série, la masse sableuse inférieure en étant exempte, sauf vers Lespinasse (Nord de Chantemerle).

• *Les sols. Sur les faciès sablo-gréseux* continentaux ou marins, les vieilles altérations ne sont plus conservées que de manière exceptionnelle et très localisée (altérations rubéfiantes mindéliennes dans les secteurs de Rozeron–Châteauneuf-sur-Isère). De façon générale la genèse et la différenciation des sols sont davantage liées aux conditions topographiques et géomorphologiques locales, à la végétation et à l'action de l'Homme.

Ainsi sur les pentes fortes et les falaises des collines et reliefs molassiques, où les matériaux sont sableux ou irrégulièrement consolidés en dalles gréseuses, l'érosion vient sans cesse rajeunir les sols par décapage, de sorte que les sols peu évolués, du type régosol d'érosion, dominent largement. Ailleurs, sur les replats ou pentes faibles et moyennes, les sols présentent des caractères qui les situent entre les sols bruns modaux et les sols bruns faiblement lessivés.

Sur la molasse à faciès massif-centralien, beaucoup plus riche en fragments aréniques et galets cristallins, les caractéristiques pédogénétiques restent voisines avec présence de sols bruns à horizon B peu différencié sans phénomène de brunification bien exprimé.

Pliocène

Les sédiments pliocènes s'étendent largement sur le territoire de la feuille Tournon sous des faciès très divers, marins et continentaux.

La ria de la vallée du Rhône, comblée par des argiles marines fossilifères, est bien connue et empruntait l'actuel défilé épigénique de Saint-Vallier à Tournon, où les argiles pliocènes ont été partout reconnues par sondages, outre les affleurements locaux plaqués dans des anfractuosités des versants (P. Mandier, 1969; R. Ballesio, 1972). Un large golfe fossile était également repéré par sondages et géophysique au confluent du Rhône et de l'Isère (id.). A part cela, seuls les gisements isolés de Curson, Marsaz et des Planards avaient été observés dans la zone des collines molassiques. Or le golfe marin du confluent est en réalité beaucoup plus étendu notamment vers le Nord, des argiles pliocènes se rencontrant jusqu'au-delà de Chantemerle-les-Blés. Elles constituent tout le soubassement du système des terrasses quaternaires de la région Tain–Mercurol, et remontent loin au Nord de Marsaz où le littoral est matérialisé par de nombreux gisements d'Huîtres au contact des sables molassiques. Ces argiles sont entrecoupées de bancs sableux plus ou moins purs et épais (Mercurol, mont Laurent). Vers le haut, à partir de la cote + 300 environ, les faciès deviennent continentaux (les Planards).

On avait coutume jusqu'ici de distinguer un Pliocène inférieur marin, argileux le plus souvent, et un Pliocène supérieur continental argileux, mais surtout sableux et caillouteux (Lens-Lestang, feuille Beaurepaire). Or sur la feuille Tournon, il semble que le Pliocène caillouteux comporte deux ensembles très différents par l'âge sinon par le faciès et l'origine :

– *un Infra-Pliocène* (m-p) d'âge messinien–tabianien (R. Ballesio, 1972) continen-

tal, grossièrement caillouteux, constitué d'alluvions fluviatiles et torrentielles fossilisant les fonds des talwegs du réseau hydrographique pré-pliocène creusé au cours de la longue période continentale séparant le Pliocène du Miocène, et qui se rencontreraient généralement au-dessous de la cote + 300;

– *un Pliocène supérieur caillouteux* (p_2F) qui terminerait la série pliocène locale, à faciès beaucoup moins grossier, entrecoupé d'assises sableuses et de lentilles argileuses surtout vers la base, ravinant aussi la molasse miocène en la transgressant vers le haut et couronnant presque tous les sommets des collines molassiques, surtout à l'Est de la dépression de Chavannes.

Dans le périmètre du golfe marin, la distinction des deux ensembles est relativement aisée puisqu'ils doivent être séparés par les dépôts argileux. Dans le domaine resté continental plus au Nord et à l'Est, il y a par contre continuité apparente entre les alluvions continentales inférieures et supérieures même s'il y eut réellement lacune de sédimentation temporaire. D'où l'impossibilité pratique de les différencier surtout lorsqu'ils affleurent mal, ce qui est le cas habituel.

Dans la région-limite du littoral, fluctuante même au cours du maximum de la transgression, les choses sont beaucoup plus indécises car des apports grossiers (sables et même cailloutis) ont pu avoir lieu dans la mer et s'intercaler ainsi avec les argiles marines (comme à Erôme par exemple), sur une épaisseur et une extension variables mais semble-t-il généralement faibles.

Entre ces deux extrêmes grossiers, les sédiments pliocènes, beaucoup plus fins, passent du marin (argiles puis sables attribués au Pliocène inférieur p_1) au continental (sables à intercalations argileuses du Pliocène supérieur p_2) progressivement, à la fois verticalement et latéralement, la limite variant entre les altitudes 250 et 300 mètres.

m-p. **Infra-Pliocène. Cailloutis grossiers et sables, blocs.** Directement au contact des assises molassiques miocènes qu'ils ravinent intensément apparaissent des cailloutis polygéniques à galets et graviers siliceux et calcaires, les quartzites et grès quartzeux semblant dominants, à cristallins arénisés relativement rares, voire absents en certains points, avec d'assez nombreux petits galets de phtanites noirs et de radiolarites rouges. Cet ensemble peut être relativement bien calibré et lité horizontalement, le plus souvent irrégulier, à matrice sableuse calcaire grossière de teinte grise. Des blocs de grès molassiques émoussés ou non, de taille métrique et même supérieure, y sont localement noyés à tous les niveaux, mais peu nombreux. La consolidation en lentilles ou amas capricieux et discontinus est relativement peu fréquente et très variable.

Les cailloutis de l'Infra-Pliocène se différencient de ceux du Pliocène supérieur par trois caractères principaux:

– la présence de blocs et galets de grès molassiques remaniés;
– la rareté des éléments cristallins arénisés;
– la grossièreté et l'hétérométrie générale.

Localement, il s'agit de chaos de gros blocs, métriques et plus, de grès molassiques entassés en désordre, emballés soit dans des sables soit dans des cailloutis calcaires et siliceux à matrice sableuse grossière peu abondante; ils représentent probablement des écroulements de parois verticales (falaises littorales, ravins) et occupent maintenant le sommet de petites buttes (Chalian, le Chêne-Vert, Ouest de Saint-Donat). Ces formations chaotiques sont localement recouvertes de cailloutis polygéniques bien émoussés, consolidés ou non, supportant des bancs d'Huîtres fossiles (la Fontulle, la Piafe, Léobert, Chalian). Ceci semble prouver qu'ils sont effectivement antérieurs à la transgression marine matérialisée par les argiles. Ainsi les cailloutis polygéniques de Chantuzet (Nord de Saint-Donat), ravinant profondément la molasse, semblent bien surmontés par les argiles marines d'Arienne et de Bramaret.

L'épaisseur de cette formation n'est pas connue avec précision. Très variable, elle est généralement pluridécamétrique notamment dans la colline de Châteauneuf-sur-Isère. La discordance de ravinement, très spectaculaire, peut être observée aisément

au Chêne-Vert, le long de la route de Clérieux à Saint-Donat, mais surtout au Bois-de-Grasse, le long de la Route de Romans au Sud de Saint-Donat.

Les cailloutis hétérométriques infra-pliocènes sont vraisemblablement des alluvions torrentielles remplissant des vallées ou ravins étroits et profonds, creusés au sein de la molasse miocène après consolidation et grésification de celle-ci. Le profil très étroit de ces talwegs peut être observé à Chantuzet (Nord de Saint-Donat). La raideur et la grande hauteur des parois molassiques est attestée par la présence des énormes blocs de grès à peine remaniés, probablement écroulés des versants, particulièrement spectaculaires dans la carrière de Châteauneuf-sur-Isère.

Cette formation est azoïque, excepté les bancs d'Huîtres qui semblent en couronner localement la surface plutôt qu'y être inclus. Elle se développe particulièrement au Nord de la colline de Châteauneuf-sur-Isère et dans la région de Marsaz–Bren–Saint-Donat. Ailleurs on n'a pu séparer les cailloutis infra-pliocènes de ceux du Pliocène terminal, qui sont probablement en continuité. Elle doit se développer largement en profondeur, sous les terrasses alluviales du confluent Rhône–Isère, pour rejoindre le fond du talweg pré-pliocène du Rhône.

Pliocène inférieur marin. Le Pliocène inférieur est constitué essentiellement par des dépôts marins dont la grande masse est argileuse et par quelques bancs sableux apparaissant vers le sommet de la série. Localement s'y intercalent des sédiments deltaïques grossiers.

p₁M. ***Argiles marines.*** Argiles grises ou bleues compactes, calcaires, finement sableuses ou micacées, homogènes, localement plus chargées en sables, fossilifères (Mollusques, débris végétaux, pollens). Par endroit, elles contiennent de petites concrétions calcaires blanches centimétriques, de minces lits ferruginisés et même des plaquettes ferrugineuses. Vers le haut elles deviennent gris jaunâtre par oxydation, sur une épaisseur qui peut être forte (plusieurs mètres). Leur structure est finement litée, comme varvée, horizontalement.

La faune comprend *Turritella subangulata, Amyclina semistriata, Dentalium delphinense, Abra rhodanica* et des Foraminifères (R. Ballesio, 1972).

Elles affleurent largement dans le triangle Tain–Chantemerle–Chanos–Curson où elles colmatent et fossilisent un ancien golfe façonné dans les sables et grès miocènes jusque vers l'altitude 300 m environ. La discordance de ravinement avec le substrat molassique est assez bien visible aux Meyzonniers (Est de Curson), les argiles s'appuyant sur un versant fossile de pente relativement forte, et aux Clodits (Ouest de Clérieux) où elle est soulignée par un dépôt de sables à Huîtres.

Dans le défilé du Rhône elles apparaissent à Ponsas, Erôme, Gervans, Saint-Jean-de-Muzols entre autres, colmatant des renfoncements abrités où elles ont échappé au creusement quaternaire. Elles sont présentes partout sous les alluvions récentes de fond de vallée, où elles ont été atteintes par de nombreux sondages. Elles doivent occuper aussi une large surface sous les terrasses alluviales du confluent Rhône–Isère.

Dans la zone des collines molassiques, ces argiles fossilisent également les parties basses du réseau hydrographique pré-pliocène. On peut le voir par exemple au Nord de Marsaz, où elles remontent deux branches de vallées bien délimitées. A Bren, on saisit le passage vertical et latéral des formations marines aux dépôts continentaux, les argiles passant rapidement à des sables fossilifères (Huîtres) puis aux cailloutis polygéniques des Boffards.

Dans la région de Saint-Donat, les limites de la transgression pliocène sont jalonnées par des argiles et sables à Huîtres que l'on rencontre en de nombreux points au contact du substrat molassique; citons les gisements de Bren (2), de la Fontulle, des Garennes (cote + 325), d'Arienne, des Plantés entre autres.

Leur épaisseur est grande. Elles n'affleurent jamais sur plus d'une centaine de mètres sur une même verticale, mais elles existent en continuité entre les cotes + 300 et + 150 à l'affleurement, et ont été reconnues jusqu'à la cote – 14 au sondage de

Bourg-lès-Valence, à la limite sud de la carte (feuille Valence). Leur puissance totale est donc au minimum de 300 mètres.

• *Les sols.* Sur les faciès argileux qui dominent largement et affleurent en de vastes surfaces se développent des sols bruns calcaires de texture moyenne à lourde, où les teneurs en carbonates sont très variables (10 à 60 % de CO_3Ca). Ces sols sont généralement localisés dans des secteurs de pentes et sont constamment rajeunis par les phénomènes d'érosion et de colluvionnement de sorte que, sur ces matériaux, les processus d'évolution et d'altération pédologique ne peuvent jamais s'exprimer pleinement.

p1S. ***Sables marins.*** Des niveaux sableux s'intercalent, relativement importants mais discontinus, au sein de la sédimentation marine argileuse, notamment sous le plateau de Mercurol à partir de la cote + 200 (ils sont ravinés par les alluvions quaternaires qui les recouvrent) et sous l'élément de plateau du mont Laurent (Vassy) entre les cotes + 225 et + 260 environ.

Il s'agit de sables fins, gris à jaunâtres, compacts, homogènes, lités parfois finement, d'apparence molassique mais moins consolidés (notamment absence de gros bancs gréseux). Localement ils sont plus ou moins chargés de galets calcaires pouvant former des lits, ou contiennent des rognons durs de marnes blanchâtres concrétionnées plus ou moins remaniées (Arienne, cote + 300).

A la périphérie du golfe marin, les sables sont probablement très étendus, mais il est difficile de les séparer d'une part de la molasse miocène en l'absence, presque constante, de bons affleurements, d'autre part des sables pliocènes continentaux pour les mêmes raisons; ceci explique qu'ils n'ont pas été systématiquement reconnus et qu'ils sont probablement bien plus étendus que le laisserait supposer la cartographie.

Un affleurement remarquable existe au Sud de Bren, le long de la route de Saint-Donat, côté ouest (sous la cote + 277) ; là des argiles litées grises, à nodules calcaires blancs, en lits décimétriques, alternent avec des sables jaunes ou roux, meubles, en bancs d'épaisseur métrique.

Des sables littoraux à Huîtres existeraient au Cornilhac, dans la basse vallée du Doux (carte à 1/80 000 Valence, 2e édit.), mais ils n'ont pas été retrouvés.

• *Les sols.* Les sables marins donnent naissance à des sols d'érosion ou à des sols colluviaux jeunes où se mêlent des apports caillouteux pouvant provenir des formations quaternaires superposées et une matrice sableuse calcaire issue des formations pliocènes proprement dites.

p1F. ***Faciès caillouteux (cailloutis, sables, argiles).*** Alternance de sables et argiles marines bleues interstratifiées avec des cailloutis grossiers à galets siliceux (quartzite, chailles) et cristallins du Massif Central en bancs décimétriques à métriques. Ce faciès particulier n'affleure qu'à Erôme, où il s'agit très probablement d'apports alluviaux d'un petit cours d'eau côtier à forte pente se mêlant à la sédimentation marine fine de la ria. C'est donc un faciès de bordure alluvio-marin (mais non deltaïque en raison de la faible proportion des apports continentaux) que l'on peut trouver localement au débouché de tous les cours d'eau côtiers de la ria rhodanienne, avec un très faible développement initial. C'est ce qui explique la rareté des affleurements actuels, compte tenu des érosions post-pliocènes.

Pliocène supérieur continental. Le Pliocène inférieur marin passe latéralement, mais surtout vers le haut, à des faciès continentaux représentés par des argiles palustres, des sables et surtout des cailloutis polygéniques. Ces derniers forment la plus grande masse des sédiments de cette période et affleurent largement dans les collines molassiques dont ils couronnent les principaux sommets, surtout à l'Est.

p2L. ***Argiles palustres.*** Argiles jaune verdâtre à gris brunâtre, calcaires, localement travertineuses, litées, avec bancs organiques et couches ligniteuses, à débris de coquilles et de végétaux. La faune de Mollusques comprend des Bithynies, des Succinées, *Lima* et *Helicigona* sp. notamment (R. Ballesio, 1972).

Ces argiles reposent en discordance sur les sables et grès miocènes et sur le socle cristallin aux Planards (Nord de Larnage). Les affleurements sont réduits aussi bien en extension qu'en épaisseur (moins de 10 m) et apparaissent au-dessus de la cote + 300.

L'origine palustre de ces argiles et l'intense érosion qui a démantelé la zone molassique dans ce secteur expliquent leur très faible extension actuelle. Au Nord et au Nord-Est leur correspondent des dépôts lacustres beaucoup plus considérables (feuilles Serrières et Beaurepaire).

Cependant, d'autres argiles continentales existent, notamment dans le secteur du bois de la Garde et des Boffards (Nord de Bren) où elles s'interstratifient avec des sables et des cailloutis, jusque près du sommet. Les conditions d'affleurement sont très mauvaises, mais on peut estimer qu'elles se disposent en lentilles minces (métriques), irrégulières et irrégulièrement réparties aussi bien dans le sens vertical qu'horizontal. Elles n'occupent que des surfaces très réduites.

• *Les sols.* Sur les faciès marno-limoneux se développent des sols bruns lessivés assez fortement acidifiés où les horizons B sont le siège de manifestations d'hydromorphie avec pseudogley bien exprimé et individualisation de concrétions ferro-manganiques.

p2S. ***Sables fluviatiles.*** Entre les argiles et sables marins plus les argiles continentales d'une part et les cailloutis polygéniques supérieurs d'autre part s'intercalent des sables continentaux, fluviatiles, qui affleurent mal à cause de leur consistance très meuble et qui se différencient très peu des sables molassiques qui les encadrent. Ceci explique pourquoi ils n'ont été représentés sur la carte que sur de très faibles étendues, outre que par leur nature même ces dépôts sont irréguliers et sporadiques.

Il s'agit de sables mal stratifiés, relativement homogènes, assez fins, avec quelques venues caillouteuses (galets calcaires et siliceux). D'apparence molassique, ils en diffèrent aussi par une cohésion beaucoup plus faible et l'absence de consolidation gréseuse. On les a reconnus notamment à Bathernay et Bren–Chênelotte, où l'on voit encore assez distinctement le ravin fossile creusé dans la molasse qu'ils colmatent.

On n'y a encore trouvé aucune faune. Malgré l'irrégularité et la sporadicité liées à leur nature, il est probable que leur domaine d'affleurement est notablement plus vaste que la cartographie ne le figure. Leur épaisseur, très variable, ne devrait guère excéder la dizaine de mètres.

Ils passent progressivement, vers le haut, aux cailloutis polygéniques terminaux par la venue de niveaux de plus en plus épais et nombreux de matériel grossier. Ce passage n'a pu être observé sur le territoire de la feuille Tournon, mais il est classiquement connu à Lens-Lestang (feuille Beaurepaire).

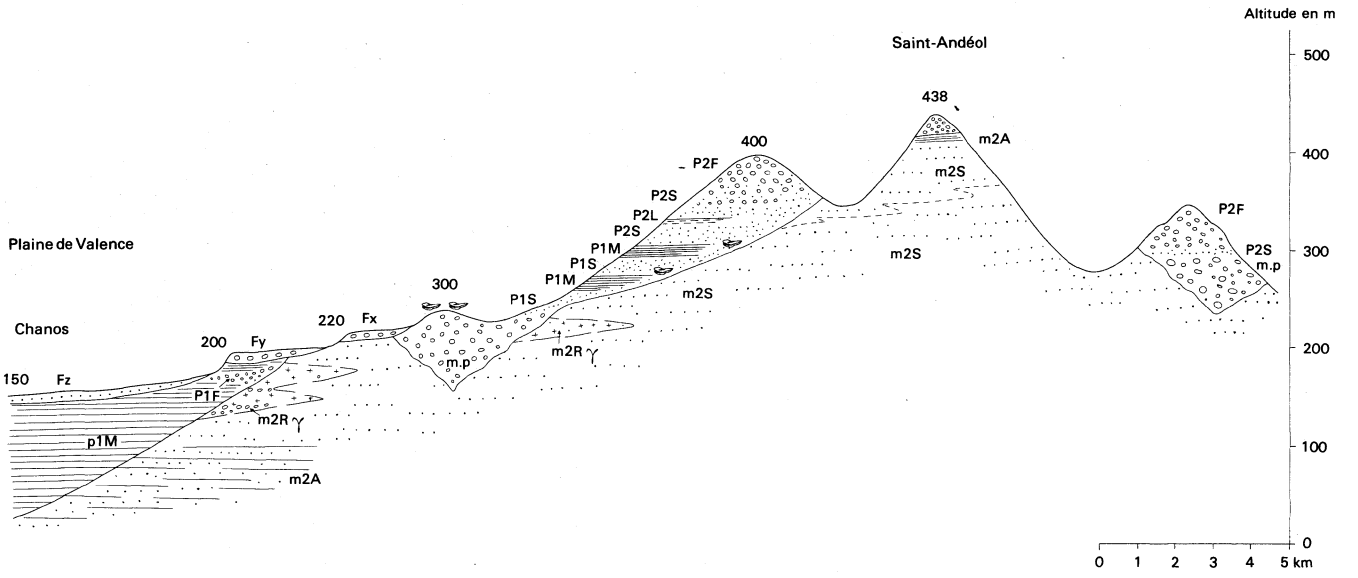
• *Les sols.* Les faciès siliceux, très réduits, donnent rarement naissance à de véritables sols qui sont de caractéristiques analogues à ceux du Miocène continental dans des conditions topographiques semblables.

p2F. ***Cailloutis polygéniques terminaux.*** Cailloutis à galets et graviers polygéniques [calcaires divers, siliceux (quartzite, quartz, très quartzeux) et cristallins arénisés par fréquence décroissante] plus ou moins cohérents, d'origine alpine, noyés dans une matrice sableuse gris clair, calcaire. Les calcaires sont nombreux parmi les petits galets et les graviers alors que les quartzites et grès quartzeux sont plus fréquents parmi les gros. On y trouve aussi des galets de phtanites noirs et de radiolarites rouges, généralement petits et bien arrondis, en quantité notable. Les galets calcaires sont fréquemment mais non constamment impressionnés et peu profondément. Le calibre des éléments est faible ou moyen, la taille généralement inférieure à 0,20 m, 0,25 m au plus ; ils sont généralement bien roulés.

La matrice est le plus souvent fine, sablo-limoneuse, interstitielle et forme rarement des bancs ou lentilles isolés.

Le litage général est net, horizontal ou entrecroisé, mais souvent médiocre voire mauvais dans le détail. Il s'y associe quelquefois des argiles calcaires blanches de consistance tuffacée ou gris-bleu en lentilles ou bancs de faible épaisseur (quelques mètres au maximum), ainsi que très localement des sables plus ou moins marneux et tuffacés.

Fig. 1 - Coupe schématique du Néogène bas-dauphinois dans le secteur de Tournon



La consolidation est sporadique, soit en amas irréguliers et peu cohérents de petite taille (métrique, Bathernay), soit en bancs ou lentilles horizontaux plus ou moins épais et très durs (Bren, bois de la Garde).

L'épaisseur est variable, jusqu'à une centaine de mètres ou plus (bois de la Garde), la limite supérieure étant partout d'érosion. En surface, sur les sommets arrondis ou les versants des collines, ne subsiste qu'un dense semis de galets de quartzite à gangue sableuse rubéfiée, mais les galets calcaires peuvent affleurer quelquefois jusqu'en surface (arête de Bathernay).

Ces cailloutis constituent la portion terminale de la série continentale du Pliocène. Ils se relient intimement par leur base aux sables fluviatiles et appartiennent, avec ceux-ci, aux alluvions qui fossilisent le réseau hydrographique pré-pliocène et pliocène. Les nombreuses discordances de ravinement et vallées fossiles qu'ils remplissent sont observables en de nombreux points. Citons les Boffards (Bren), le bois de Sizay, les Fauries (Ouest de Charmes), Saint-Bardoux, la Croix de Porte, et surtout le bois de Grasse (Sud de Saint-Donat).

Vers le haut enfin, ils passent probablement, mais de manière indéterminable dans le cadre de cette feuille à cause de l'intense ravinement quaternaire, aux cailloutis polygéniques des plateaux de Chambaran dont il ne subsiste ici que des lambeaux.

• *Les sols.* Sur ces vieille formations, il est rare que les altérations soient bien conservées. Ainsi elles sont fréquemment tronquées (collines du Télégraphe au-dessus de Châteauneuf-sur-Isère par exemple où seule subsiste encore la partie basale de niveaux d'altération plus ou moins argilifiés et toujours recalcarisés par les phénomènes d'érosion et de colluvionnement). Par contre dans d'autres situations, comme les collines molassiques qui occupent le quart nord-est de la feuille (bordure de l'Herbasse) et qui ont été à l'abri des grands courants alluviaux quaternaires du Rhône et de l'Isère, les formations pliocènes sont conservées de manière plus générale de sorte que les altérations qu'on y observe sont malgré tout plus représentatives de ces pédogénèses.

Toutefois, dans ces secteurs boisés et peu accessibles, il est très difficile de pouvoir se faire une idée de la puissance moyenne des altérations pliocènes. En l'absence de carrière, seuls les puits peuvent fournir d'utiles indications et révèlent que ces altérations peuvent dépasser largement 10 mètres d'épaisseur. Sur le plan qualitatif, elles traduisent un certain nombre de variantes par rapport à celles décrites sur les niveaux plio-pléistocènes. L'argilification est généralement du même ordre de grandeur avec des taux d'argile voisins de 50 %; les argiles kaoliniques sont largement dominantes; les phénomènes de dérubéfaction sont beaucoup plus poussés de sorte que les sols observés ne sont plus rouges, mais jaunes ou ocre. Ceci paraît tenir aux types de liaison fer–argile ainsi qu'à la nature des formes du fer qui peut s'individualiser en concrétions et amas ferriques ou se présenter sous des formes cristallines différentes de celles qu'on observe dans les altérations quaternaires.

Plio-Pléistocène (ou Quaternaire très ancien)

$\mathcal{A}p_2$. **Formation de Chambaran (ou Alluvions des plateaux). Cailloutis résiduels siliceux et argiles bariolées.** La formation de Chambaran fait suite au remblaiement pliocène. Elle couronne et termine le remplissage du bassin molassique où, initialement, elle formait un vaste épandage de piedmont recouvrant l'ensemble du Bas-Dauphiné jusqu'au Rhône et transgressant l'extrémité est du socle cristallin du Massif Central, notamment l'îlot de Saint-Vallier–Tain. Dans le périmètre de cette feuille se situait l'extrémité sud-ouest du plateau de Chambaran, qui se développe largement sur le territoire des feuilles voisines (Romans, Beaurepaire, Serrières), maintenant complètement démantelé par les érosions quaternaires.

Il reste quelques témoins sur les sommets d'éléments tabulaires d'extension limitée dans la partie comprenant l'îlot cristallin de Tain, et notamment sur sa surface aplanie.

Originellement, cette formation se compose d'un cailloutis à galets et graviers polygéniques d'origine alpine [calcaires divers, siliceux (quartzites, grès quartzeux et

quartz) cristallins et cristallophylliens] à matrice sableuse grossière. Les éléments grossiers sont généralement bien roulés, de fort calibre (jusqu'à 0,50 m parfois). L'ensemble possède un net litage horizontal. Ce matériel est très fortement altéré en surface, sur une grande épaisseur (plus de 10 m) de sorte que ne subsistent plus, à l'affleurement, que les galets siliceux plus ou moins patinés noyés dans une matrice argilo-sableuse bariolée (rougeâtre, jaunâtre et bleuâtre).

Malgré l'émiettement des affleurements on peut, sur la feuille Tournon, distinguer trois niveaux différents décalés aussi bien par leur base que par leur sommet.

Ap_2M. ***Niveau supérieur des Méjans*** (340 à 370 m au sommet). Bien développé sur l'îlot cristallin de Tain notamment aux Méjans et au plateau de Saint-Victor où la couverture de lœss calcaire est étendue. Son épaisseur est de 15 à 20 m au maximum.

On peut rapporter à ce niveau supérieur les placages caillouteux de rive droite, peu étendus et peu épais, constitués de galets de quartzites au-dessus d'Ozon, auxquels s'ajoutent localement des éléments cristallins et cristallophylliens locaux (Doux) au-dessus de Tournon. Ce niveau n'est effectivement conservé que sur le socle du Massif Central.

Ap_2A. ***Niveau moyen d'Amblard*** (315 à 330 m). Surtout représenté sur les collines molassiques au Nord-Ouest de Chantemerle, son épaisseur est de l'ordre de 25 mètres.

Ap_2L. ***Niveau inférieur du mont Laurent*** (280 à 295 m). Il est particulièrement développé sur les argiles pliocènes entre Chantemerle et Chanos-Curson, où il forme des éléments de plateau bien individualisés et relativement étendus (mont Laurent, l'Oude, Givodan) ainsi que quelques replats exigus sur le sommet des collines molassiques au Nord de Chantemerle. Son épaisseur, difficile à mesurer, peut être évaluée à une dizaine de mètres.

L'âge de cette formation n'est pas connu avec exactitude. Il est largement plus ancien que la faune de Mammifères du Villafranchien moyen (2 M.A.) des lœss à bancs durcis de Saint-Vallier qui la recouvre (feuille Serrières). Par sa base, elle se relie localement aux cailloutis polygéniques terminaux du Pliocène supérieur (Lens-Lestang, feuille Beaurepaire). Sur le territoire de la feuille Tournon, il semble au contraire que les cailloutis des plateaux qui sont d'origine alluviale ou plus probablement torrentielle et répandus par le paléo-réseau hydrographique de l'Isère soient transgressifs sur leur substratum miocène et cristallin, particulièrement pour les niveaux moyen et inférieur. Il n'est pas exclu que les cailloutis des plateaux forment en réalité plusieurs ensembles correspondant à des épandages successifs dont l'âge s'étendrait de la fin du Pliocène à une époque encore non déterminée de la très longue période dite *villafranchienne.*

• *Les sols.* Sur les trois niveaux qui ont été distingués, les altérations pédologiques présentent un certain nombre de caractéristiques communes, mais elles ont été très irrégulièrement conservées.

Sur le niveau du mont Laurent, les sols sont souvent tronqués et ne peuvent être considérés comme représentatifs de ces vieilles altérations.

Par contre les niveaux moyens d'Amblard et les niveaux supérieurs des Méjans permettent de se faire une bonne idée des paléosols associés à ces formations. La profondeur des altérations, toujours importante, est généralement comprise entre 7 et 10 mètres; les taux d'argile qui dépassent 40 % reflètent un degré d'argilification maximum pour ce type de matériau; les taux de saturation sont également très bas (inférieurs à 50 % de la capacité d'échange) et corrélatifs d'une très forte acidité (pH voisin de 5). En outre, les sols sont caractérisés par une très forte compacité avec importants phénomènes de colmatage qui s'accompagnent de processus de réduction et de dérubéfaction intéressant la partie supérieure des horizons B et leur conférant une allure bariolée typique. Enfin, sur le plan minéralogique, ces sols marquent également une coupure nette avec tous ceux développés sur les niveaux inférieurs puisqu'on y observe une prédominance marquée d'argiles kaoliniques.

Quaternaire

Les dépôts quaternaires sont représentés surtout par des alluvions sablo-caillouteuses disposées en un système complexe de terrasses étagées et emboîtées, plus ou moins démantelées en fonction de leur âge, de limons et de matériaux de remaniement sur les versants (colluvions...).

Composition pétrographique. Les terrasses quaternaires sont constituées par des alluvions fluviatiles d'origine fluvio-glaciaire (glaciers du Rhône et de l'Isère) ou périglaciaire (réseau hydrographique local), à cailloutis de galets et matrice sableuse dont on peut distinguer plusieurs faciès.

Un faciès alpin, à matériaux polygéniques [calcaires divers, siliceux (quartzites, quartz, grès quartzeux), cristallins et cristallophylliens variés, grès, etc.] et matrice sableuse également polygénique, calcaire, de teinte gris clair, dont les provenances sont relativement bien reconnaissables; les alluvions *rhodaniennes,* véhiculées par le Rhône, sont à éléments calcaires dominants, avec une proportion variable de siliceux et généralement une faible quantité de cristallins. Les alluvions iséroises ont au contraire une plus forte proportion d'éléments siliceux (cristallins plus quartz et quartzites), parmi lesquels se reconnaissent bon nombre d'amphibolites, le reste étant formé par les calcaires et calcaires gréseux.

Un faciès local, à matériaux monogéniques, de deux origines:

– *bas-dauphinoise:* dans les collines néogènes, les alluvions des terrasses des rivières locales sont exclusivement siliceuses (galets de quartzites et quartz dans sables siliceux) et résultent du remaniement des cailloutis polygéniques du Pliocène supérieur altérés en surface, des alluvions des plateaux et des sables molassiques;

– *massif-centralienne:* les cours d'eau du Massif Central ont répandu des alluvions également siliceuses mais constituées exclusivement de matériaux cristallins et cristallophylliens avec une faible proportion de quartz filonien, emballés dans une matrice sableuse arénique (quartz, feldspath, micas...).

Localisation. Les terrasses alluviales quaternaires sont localisées dans des secteurs bien définis, en relation avec la topographie et la paléogéographie:

– *le confluent Isère–Rhône* au Sud de Tain, domaine des grandes nappes alluviales du Quaternaire supérieur (Riss et surtout Würm) d'où émerge l'îlot molassique de Châteauneuf-sur-Isère supportant quelques lambeaux alluviaux plus anciens;

– *la vallée de l'Herbasse* qui montre un bel étagement de terrasses à matériel local intéressant presque tout le Quaternaire;

– *la bordure nord de la plaine alluviale de l'Isère* où les terrasses sont particulièrement nombreuses, complexes et constituent un ensemble complet antérieur au Riss. Elles se développent avec le plus d'ampleur et d'épaisseur dans la région de Tain–Châteauneuf–Curson, sur le substratum argileux pliocène du golfe de Chantemerle où, au Quaternaire ancien et moyen, le Rhône décrivait un grand méandre à concavité sud après avoir emprunté le défilé fossile de Crozes, entre les îlots granitiques de Tain (*s.s.*) et du plateau des Méjans. Les terrasses étagées à mince couverture alluviale s'étendant de Romans à Chanos sont constituées de matériel local;

– *la vallée du Rhône* en amont de Tain est un défilé épigénique post-pliocène dans lequel seuls quelques lambeaux alluviaux (hormis les alluvions de fond de vallée) sont conservés en position d'abri.

Des terrasses locales, outre celles de la Galaure près de Saint-Barthélémy-de-Vals, ont dû exister dans tout le dense réseau hydrographique des collines néogènes. Il n'en reste plus aucun témoin non remanié, tant l'érosion y a été active, mais seulement de nombreuses traces sous forme de résidus à galets siliceux (RS) qui occupent soit des dos de terrain, soit des replats sur les versants, sur des surfaces très variables.

Donau

Fu. **Alluvions des terrasses supérieures: cailloutis et sables plus ou moins consolidés.** Une première terrasse alluviale bien caractérisée se développe sous les sommets des collines néogènes et les niveaux d'alluvions des plateaux (formation de Chambaran). On l'a rapportée hypothétiquement au Donau car elle domine nettement la haute terrasse gunzienne de Mercurol d'une vingtaine de mètres. Elle est particulièrement vaste dans la région de Veaunes, où elle repose directement sur les argiles et sables pliocènes.

Elle est constituée par un cailloutis polygénique d'origine alpine très profondément décomposé en surface. On ne connaît pas d'affleurement de matériel frais. L'épaisseur, difficile à apprécier, est toutefois relativement faible, de l'ordre de 15 à 20 mètres.

Des limons la recouvrent localement (Sud de Pétabard, en continuité avec ceux qui recouvrent les alluvions du plateau de Givodan), ainsi que des lœss calcaires (Ouest de Veaunes).

Des fragments de terrasses locales au bois Martin (Nord de Curson) et sur les collines molassiques entre le Chalon et la Savasse sont faiblement étagés au-dessus du complexe des terrasses gunziennes (Nord-Est des Voirasiers), où ils couvrent les sommets. Leur épaisseur est faible, de l'ordre de quelques mètres.

• *Les sols.* Sur les cailloutis polygéniques de la terrasse de Veaunes, les altérations pédologiques paraissent avoir été assez bien conservées. Leur épaisseur peut difficilement être appréciée, mais leurs caractéristiques sont assez typiques de ces hauts niveaux: altération complète des cristallins dans les horizons de surface et dans la partie supérieure des horizons B, argilification importante des horizons B avec taux d'argile atteignant 40 %, forte acidification au sein des horizons de surface et des horizons B se traduisant par une désaturation marquée du complexe absorbant. Les phénomènes de rubéfaction sont encore nets et assez bien conservés, mais des phénomènes de colmatage très importants apparaissent au sein des horizons B avec possibilité de concentrations en fer sous forme d'enduits argilo-ferriques ou d'amas diffus en voie d'induration.

Günz

Fv. **Alluvions des très hautes terrasses: cailloutis et sables plus ou moins consolidés.** On a rapporté au Günz les alluvions des très hautes terrasses dominant la nappe alluviale mindélienne de Crozes-Hermitage et s'étendant sous la terrasse supérieure attribuée au Donau. Elles s'élèvent jusqu'à 120 m au-dessus du Rhône. Elles se répartissent en deux niveaux ou nappes alluviales, très bien différenciées en ce qui concerne les alluvions alpines (décalage altimétrique important, emboîtement de la plus récente dans la plus ancienne), ce qui laisse à penser qu'il s'agit peut-être de deux phases climatiques indépendantes. Les cailloutis sont à galets bien roulés et contiennent quelques blocs arrondis dont la taille peut atteindre le mètre.

La consolidation est générale, quoique d'épaisseur inégale. Par contre les deux terrasses d'alluvions locales bas-dauphinoises sont faiblement étagées, peut-être en raison de la minceur des alluvions.

Les nappes alluviales gunziennes ont été très démantelées ultérieurement de sorte qu'elles n'apparaissent plus que sous forme de lambeaux plus ou moins vastes. Elles sont bien développées sur toutes les collines néogènes qui dominent la plaine alluviale iséroise, où elles constituent de beaux aplanissements notamment entre Romans et l'Herbasse, le plateau isolé de Mercurol, et de belles terrasses locales continues entre l'Herbasse et le Chalon.

Fva. ***Günz «ancien». Terrasse de Mercurol.*** La terrasse du Günz ancien est emboîtée d'une vingtaine de mètres dans celle du Donau. Elle est bien représentée quoique assez discontinue notamment dans la région de Mercurol, le défilé du Rhône et surtout dans le complexe des terrasses locales de Saint-Bardoux.

Les alluvions rhodaniennes sont reconnues en six secteurs:

– dans le défilé du Rhône entre Erôme et Gervans, elles constituent une petite terrasse d'une épaisseur de 20 m environ, à soubassement de Cristallin et à couverture de lœss calcaire;

– à Chante-Alouette (Nord de Tain), où la couverture lœssique comporte des bancs durcis;

– à Larnage, où elles forment un lambeau exigu toujours recouvert de lœss.

Dans ces trois sites, il s'agit de lambeaux résiduels ne formant nulle part terrasse morphologique;

– à Mercurol elles constituent un magnifique plateau isolé à soubassement d'argiles et sables pliocènes, légèrement en pente vers le Sud-Est, d'une puissance de 35 m et sans recouvrement. En ce point, elles sont de granulométrie très irrégulière et contiennent même quelques gros blocs. La surface de la terrasse est, ici, relativement bien conservée;

– enfin, sur la colline de Châteauneuf-sur-Isère, la terrasse des Méannes comporte deux lambeaux d'alluvions pelliculaires complètement altérées et non consolidées;

– les alluvions locales bas-dauphinoises constituent également de vastes terrasses de peu d'épaisseur sur les collines molassiques autour de Saint-Bardoux, faiblement dénivelées par rapport à la terrasse supérieure donau.

• *Les sols.* Seul le niveau de Mercurol a été assez bien conservé pour servir de point de repère du point de vue des altérations pédologiques quaternaires. On ne connaît pas avec précision leur épaisseur mais elle dépasse 4 mètres (tour de Mercurol). On peut d'ailleurs penser qu'une partie non négligeable des horizons de surface a été tronquée, compte tenu du caractère isolé du plateau et surtout de certaines caractéristiques du profil d'altération (caractère acide peu accusé, absence d'horizons caractéristiques à graviers, etc.). Les horizons B préservés correspondent à la base d'un sol fersiallitique lessivé: l'argilification est importante puisque les taux d'argile se situent autour de 40 %; les granites sont altérés à cœur jusqu'à la base du profil. Ces caractéristiques sont assez voisines de celles qu'on observe sur le niveau homologue d'Étoile (feuille Valence), étant entendu qu'on n'observe pas ici de phénomènes de dérubéfaction puisque la partie supérieure de l'horizon B qui peut être affectée par ces phénomènes a sans doute été érodée.

On possède fort peu de données sur les altérations pédologiques des nappes alluviales locales bas-dauphinoises (Saint-Bardoux).

FVb. ***Günz «récent». Terrasse de la Baume.*** Les alluvions rhodaniennes gunz récent apparaissent surtout entre Larnage et Chanos-Curson, où elles comblent une dépression bordée au Nord par les terrasses donau et les cailloutis des plateaux, au Sud par le plateau de Mercurol, et jalonnent ainsi un ancien passage du Rhône. Elles sont de calibre moyen, fréquemment consolidées en poudingue, et affleurent mal. Elles constituent des terrasses disséquées, peu distinctes car peu étendues et fortement empâtées par d'épais recouvrements limoneux et lœssiques. Leur emboîtement dans la terrasse de Mercurol est d'une vingtaine de mètres.

De belles terrasses locales d'alluvions siliceuses bas-dauphinoises bordent l'extrémité sud des collines molassiques de Romans à Chanos-Curson, où elles forment des plateaux très réguliers (Charbesse, les Servonnets, bois de l'Enfer, bois des Houlettes, Pont-de-l'Herbasse, Curson), 80 m au-dessus de la plaine wurmienne de l'Isère. L'épaisseur des alluvions est faible, 3 à 5 m généralement, localement plus. On ne connaît pas leur équivalent isérois, totalement érodé. On les suit aussi largement en rive gauche de l'Herbasse, où elles s'étendent des Plots (Sud de Saint-Bardoux) jusqu'au Sud de Saint-Donat, avec une puissance supérieure, de l'ordre d'une dizaine de mètres, ainsi que dans la vallée du Chalon (Gigoure, les Voirasiers). Seuls les niveaux dominant la plaine iséroise ne sont pas recouverts de limons, à part quelques recouvrements localisés (exemple Charbesse).

• *Les sols.* Sur les niveaux rhodaniens, assez peu représentés et fréquemment recouverts par des apports éoliens ou des colluvions, les paléosols ont été mal conservés et on en connaît très mal les altérations.

Sur les terrasses locales à alluvions siliceuses bien développées, entre Romans et Chanos-Curson, les altérations ont été bien mieux préservées. Elles intéressent le plus souvent la totalité de la masse des cailloutis, soit 3 à 5 mètres d'épaisseur. L'importance de l'argilification est toujours moindre que celle qu'on peut observer sur les niveaux équivalents d'alluvions à composante rhodanienne (moins d'altérables dans les matériaux originels). De même la rubéfaction paraît plus irrégulière, les couleurs observées se cantonnent dans les nuances brunâtres ou orangées.

Par contre on assiste assez fréquemment à des phénomènes d'individualisation du fer sous formes d'amas ferriques diffus ou de pisolithes faiblement indurés, par suite du développement rapide des phénomènes de colmatage et d'hydromorphie dans ces nappes d'alluvions peu épaisses. Sur le plan chronologique, ces paléosols constituent de simples jalons évolutifs, qui restent isolés; ils sont donc difficiles à utiliser car il est délicat de les replacer à l'intérieur de la séquence complète de paléosols mise en évidence sur les cailloutis de composante rhodanienne.

Mindel

Fw. **Alluvions fluviatiles des hautes terrasses: cailloutis et sables plus ou moins consolidés. Terrasse de Crozes-Hermitage.** Les alluvions attribuables au Mindel constituent une terrasse bien individualisée à Crozes, encaissée d'une trentaine de mètres sous la seconde terrasse du Günz. Tout le vaste plateau entre Crozes, Larnage et Mercurol en fait partie, profondément raviné et empâté par une épaisse couverture de lœss calcaire dont la partie supérieure est probablement wurmienne (au moins 10 m en certains points). Les alluvions rhodaniennes y sont d'une granulométrie grossière et en plus des galets de fort calibre (0,20 m), fréquents, les blocs ne sont pas rares tant dans le niveau des Fauries (appartenant à la terrasse de Fouillouse, au Sud de Châteauneuf-sur-Isère, feuille Valence) que dans la terrasse de Crozes notamment le long de la route de Tain à Larnage (blocs de 1 à 2 m de grand axe). Malgré cela, le litage horizontal est encore bien marqué. La consolidation en poudingue est quasi générale et particulièrement spectaculaire au Nord de Tain, sur une épaisseur de 6 à 8 m, mais encore irrégulière.

La puissance de remblaiement est variable, faible pour le niveau des Fauries, irrégulier pour celui de Crozes (de 20 à 40 m). En dehors de la terrasse de Crozes, des lambeaux d'alluvions rhodaniennes subsistent isolément dans le défilé du Rhône au Sud de Saint-Vallier (Ponsas).

Les terrasses locales mindéliennes sont bien développées dans la vallée de l'Herbasse, rive gauche, sous les niveaux gunziens (les Menistrols, les Perrets, la Plaine) et jusqu'au débouché de la vallée (Châtillon, au Nord de Pont-de-l'Herbasse). Leurs alluvions siliceuses sont d'épaisseur faible, moins de 10 m, uniformément recouvertes de limons. Quelques lambeaux réduits subsistent en amont rive droite, au-dessus de Saint-Donat, et dans la vallée du Chalon (le Chalon), sans couverture.

Il n'existe ici, comme sur le territoire de la feuille Valence, qu'une seule nappe alluviale mindélienne alors que plusieurs niveaux se rencontrent en Valloire (feuille Serrières, et *cf.* F. Bourdier, 1961).

• *Les sols.* Sur les niveaux rhodaniens, il est difficile de se faire une idée représentative des paléosols qui ont pu se développer sur les cailloutis proprement dits. En effet, sur la terrasse de Crozes, en raison de l'importance et de la continuité de la couverture limoneuse, les cailloutis n'affleurent que sur les talus, dans des positions où les sols ont été soit franchement érodés, soit fortement tronqués (ne subsiste plus que l'horizon d'accumulation et de concrétionnement du calcaire à la base des profils = poudingue puissant). On ne possède donc pas de terme de comparaison valable avec les sols qu'on peut observer sur les niveaux homologues (Fouillouse) de la feuille Valence.

Cependant, il est probable que des paléosols évolués existent sous la couverture limoneuse, comme l'indiquerait la consolidation générale de la partie non altérée des alluvions.

Le même phénomène se reproduit pour les terrasses locales à alluvions siliceuses (rive gauche de l'Herbasse) pour lesquelles les paléosols caractéristiques de l'évolution mindélienne ne sont pas bien connus parce que leur extension spatiale est limitée.

Riss

Alluvions fluviatiles des moyennes terrasses. Lœss et limons. C'est avec le Riss que commencent à apparaître, dans le cadre de cette feuille, les belles et vastes terrasses alluviales qui remplissent la très large vallée de l'Isère à son confluent avec le Rhône.

Deux niveaux attribuables au Riss peuvent être distingués, comme sur les feuilles voisines Valence et Romans :

— un niveau supérieur très discontinu car très érodé, ne comportant plus que de petits lambeaux isolés comme c'est le cas général dans les vallées du Rhône et de l'Isère, et correspondant à un Riss ancien daté paléontologiquement par la faune de Mammifères de Châtillon-Saint-Jean (feuille Romans) ;

— un niveau inférieur encore largement représenté le long de l'Isère et qui daterait d'un Riss récent. Notons que dans le périmètre de la feuille Tournon les niveaux rissiens sont en général dépourvus de couverture limoneuse et qu'ils possèdent des sols d'altération superficiels que l'on peut comparer à ceux des terrasses issues des moraines externes de la Bièvre-Valloire, ce qui est un autre facteur de datation relative, outre la faune et la morphologie.

Dans la masse des alluvions polygéniques, une certaine proportion de galets de granite et de gneiss (20 % environ) sont déjà en voie d'arénisation.

La consolidation en poudingue est fréquente mais généralement limitée aux parties hautes des escarpements qui bordent les terrasses.

Le calibre général des galets est relativement élevé, jusqu'à 10 à 20 cm de diamètre. Les blocs roulés ne sont pas rares, souvent répartis en lits horizontaux et peuvent atteindre jusqu'à 0,5 m de long. L'ensemble est noyé dans une matrice sableuse abondante, rarement limoneuse, à net litage entrecroisé ou horizontal.

Dans les vallées locales de la Galaure et de l'Herbasse, les alluvions siliceuses rissiennes se développent largement en vastes terrasses appartenant au Riss récent, le Riss ancien ne figurant plus que sous forme de minuscules lambeaux résiduels. La couverture limoneuse est ici générale bien que de faible épaisseur.

Fxa. ***Riss ancien. Cailloutis et sables.*** Les alluvions du Riss ancien ne se rencontrent plus que sous forme d'étroits fragments très discontinus, isolés et irréguliers, 15 à 20 m environ au-dessous de la surface de la terrasse mindélienne. Dans la vallée du Rhône, elles subsistent en position abritée entre Erôme et Gervans ainsi qu'en rive droite, à Vion et au-dessus de Mauves où des cailloutis locaux du Massif Central se mêlent à des alluvions rhodaniennes, les deux fossilisés par une couverture limoneuse et lœssique complexe. Leur épaisseur n'est pas connue.

Dans la vallée de l'Isère on ne les trouve plus qu'à l'Est de Curson et dans celle de l'Herbasse en deux points sur chaque rive au Sud de Clérieux. Aucune coupe ne permet de se faire une idée du matériel qui se présente en surface comme un semis dense de galets de quartzites.

• *Les sols.* Sur ce niveau ancien qui, sur le territoire de la feuille, n'est conservé que très localement sous forme de lambeaux-témoins ou de surfaces d'érosion peu développées, on ne connaît pas de termes pédologiques représentant une évolution caractéristique (*cf.* Terrasse de Marquet, feuille Valence).

Fxb. ***Riss récent. Terrasse des Odouards. Cailloutis et sables.*** La nappe alluviale du Riss récent est emboîtée d'une quarantaine de mètres dans celle du Mindel, d'une

quinzaine de mètres dans celle du Riss ancien, mais ne domine la terrasse du maximum wurmien que d'une douzaine de mètres environ.

Elle est représentée par deux vastes terrasses dans la vallée de l'Isère, aux Odouards (Est de Tain) et au Bois-Raymond, à l'Est de l'îlot de Châteauneuf-sur-Isère, prolongement de la vaste terrasse de Saint-Marcel-lès-Valence (feuille Valence).

Elle a été fortement érodée au cours des épisodes wurmiens de sorte qu'elle a disparu de l'axe de la vallée de l'Isère et presque complètement de la vallée du Rhône.

L'épaisseur des alluvions est très variable : faible à l'Est du massif de Châteauneuf où le soubassement molassique constitue un haut fond qui a été nivelé puis excavé probablement par érosion éolienne (dépression fermée du Creux des Belles à Rozeron, d'une dizaine de mètres de profondeur), elle est relativement forte à l'Est de Bayanne (30 à 40 m), où existe une vallée fossile qui prolonge vers l'amont (NE) celle de Saint-Marcel (feuille Valence), et aux Odouards (une quarantaine de mètres).

Dans la vallée de l'Herbasse le Riss récent est représenté par de belles terrasses régulières et continues d'alluvions locales siliceuses peu épaisses (moins de 10 m) recouvertes de limons (Margès, la Teppe) ou non (la Villeneuve). Des terrasses plus petites, à couverture limoneuse locale, existent aussi sur les deux rives du Chalon tandis qu'au Sud de Marsaz leur correspond un vaste replat façonné dans le substrat molassique et parsemé d'une mince pellicule de sables remaniés à galets de quartzites épars.

Des ossements d'*Elephas trogontherii-primigenius* et une industrie préhistorique sur éclats de galets de quartzites mais surtout de calcaire noir, rarement de silex, attribués au Clactonien par H. Breuil (F. Bourdier, 1961, p. 256) ont été recueillis jadis à la base de l'ancienne sablière Juge, à Curson, au contact des argiles pliocènes.

• *Les sols.* Sur les alluvions caillouteuses de composante « rhodanienne » (terrasse de Saint-Marcel) les paléosols qui se développent correspondent à l'évolution caractéristique observée sur ce type de matériau. Il s'agit de sols fersiallitiques lessivés avec horizon Bt argilique net, épais d'environ 2 mètres, traduisant une argilification déjà importante (taux d'argile située autour de 30 %). L'altération intéresse les cristallins sur l'ensemble du profil. La rubéfaction observée aboutit à des couleurs rouges déjà marquées (2,5 YR 4/6 à 4/7) au sein des horizons B, où le taux de libération du fer se situe autour de 70 %.

Sur la terrasse des Odouards par contre, les paléosols associés ne représentent pas des termes évolutifs aussi typiques compte tenu de la position de la terrasse, en dehors de l'axe principal des apports et surtout en site de piedmont (apports colluviaux latéraux, recouvrements possibles).

Enfin, sur les alluvions caillouteuses à composante siliceuse de la vallée de l'Herbasse, on n'observe jamais de paléosols représentant une évolution caractéristique pour ce type de matériau car il existe une couverture limoneuse pratiquement continue de plus ou moins grande épaisseur (*cf.* Œ1), de sorte que les cailloutis n'affleurent que sur les talus.

Fx. ***Alluvions rissiennes de niveau non déterminé: cailloutis et sables.*** On a noté ainsi deux lambeaux alluviaux réduits et sans morphologie nette: l'un de matériel local à l'Ouest de Saint-Barthélémy-de-Vals plaqué contre le rebord cristallin, l'autre d'alluvions rhodaniennes dans l'anfractuosité de Ponsas.

Œ1. ***Limons non calcaires.*** Il s'agit de lœss anciens décalcifiés et altérés plutôt que de limons initialement dépourvus de carbonates.

Les lœss anciens décalcifiés, non subdivisés, Riss et (ou) antérieurs, sont particulièrement étendus et puissants sur les terrasses du Mindel du Günz et du Donau de la région Tain–Mercurol–Curson. Ce sont des dépôts très fins, limono-argileux, compacts à très compacts, homogènes, massifs, sans structure, de teinte jaune assez claire, plus ou moins bariolée en profondeur, avec niveaux de concrétions, d'amas ou d'enduits ferro-manganiques supportant un épais cailloutis local à matrice lœssoïde attribuable

au Würm (F. Bourdier, 1961). Des limons peu épais recouvrent largement les terrasses locales de l'Herbasse, du Chalon et de la Galaure (feuille Serrières). Ce faciès décalcifié (puisque tout le substrat environnant est calcaire) indique probablement une origine locale par remaniement des matériaux fins de la couche d'altération superficielle des sables miocènes et des cailloutis néogènes, repris et redéposés par le vent ou (et) les agents de ruissellement.

• *Les sols.* Dans ces lœss anciens, décalcifiés et altérés, non subdivisés, on peut distinguer en première approximation :

– des lœss anciens, probablement largement antérieurs au Riss, bien représentés sur les terrasses qui se développent au Nord de la région de Tain–Mercurol–Curson. Les faciès d'altération ou paléosols qu'on observe sur les dépôts fins qui recouvrent les niveaux les plus vieux (Günz et Donau) correspondent aux horizons B de sols lessivés fortement argilifiés et plus ou moins marqués par les phénomènes d'hydromorphie et de colmatage. Il s'agit de niveaux limono-argileux, compacts et massifs, parfois fortement indurés (niveau à fragipan), de teinte jaune ou olive clair, plus ou moins bariolés en profondeur avec présence d'amas ou d'enduits noirs ferro-manganiques prenant localement l'allure de concrétions très dures. Ils sont fortement acidifiés (pH voisine de 5) ;

– des limons rissiens ou peu antérieurs présentant des faciès moins caractérisés et plus variés qui dépendent beaucoup de l'épaisseur originelle des formations éoliennes qui sont venues recouvrir les cailloutis alluviaux colmatés. Localement, on trouve des encroûtements ou des concrétionnements calcaires (la Baume, sur alluvions F_{Vb}) qui représentent la base d'anciens sols lessivés qui ont été décapés et érodés. A Machon ce sont des paléosols rubéfiés sur des épaisseurs d'environ 4 mètres. Les limons peu épais qui recouvrent largement les terrasses locales de l'Herbasse et du Chalon ont donné des paléosols moins argilifiés et moins acidifiés, mais qui sont fortement marqués par l'hydromorphie (sols bruns lessivés à pseudogley présentant localement des niveaux à concrétions ferro-manganiques) consécutive à la présence des cailloutis sous-jacents eux-mêmes colmatés.

$\frac{OE_1}{F_{Vb}}$, $\frac{OE_1}{F_{Wb}}$. ***Limons non calcaires sur formation répertoriée.*** Limons non calcaires recouvrant les terrasses gunziennes et mindéliennes sous une inégale et faible épaisseur (moins de 1 m), de sorte que les cailloutis sous-jacents apparaissent en surface soit sporadiquement, soit généralement. Ces limons minces ne concernent que les terrasses locales de la zone molassique.

OEP. ***Lœss à grosses poupées.*** Au Sud de Veaunes, le ravin qui entaille la terrasse attribuée au Donau est tapissé par une épaisse couche de lœss calcaires à grosses concrétions dont le faciès rappelle celui du lœss rissien (récent) de Beauvallon (feuille Valence). Son épaisseur n'est pas connue mais atteint probablement plusieurs mètres, tandis que son extension est très limitée. De grosses poupées apparaissent aussi localement dans les lœss qui recouvrent la terrasse günz récent de la Baume (Est de Mercurol), et la terrasse mindélienne de Crozes (cote + 169, au Sud des Condamines).

Würm

Alluvions fluviatiles des basses terrasses. Lœss et limons. La période wurmienne est marquée par l'alluvionnement des basses terrasses, qui occupent un large espace dans l'axe des vallées principales (Rhône, Isère) et qui forment cinq niveaux faiblement étagés. Parallèlement on a rapporté au Würm les lœss calcaires, fossilifères ou non et les limons qui recouvrent les moyennes terrasses du Riss. Mais on doit noter que la partie supérieure des lœss calcaires et des limons qui recouvrent les terrasses plus anciennes de la région de Crozes–Mercurol notamment et même les alluvions des plateaux de l'îlot cristallin de Tain et de la bordure du Massif Central peut appartenir au cycle wurmien.

Œ. ***Lœss calcaires wurmiens et antérieurs non subdivisés.*** Dépôt très fin, poudreux, limoneux et argileux, compact, cohérent, isotrope, calcaire, de teinte gris-ocre ou gris-jaune clair, sans structure sauf fissures verticales espacées (débit grossièrement prismatique), sans éléments grossiers. Il contient des concrétions calcaires (poupées) plus ou moins grosses, de taille croissant généralement avec l'âge, et une faune de Gastéropodes pulmonés habituelle dans ce type de sédiment.

Ces lœss existent principalement au Nord de la plaine alluviale de l'Isère, en trois sites topographiques différents, à l'exception des nappes alluviales wurmiennes:

– sur les versants, même abrupts, des vallées du Rhône et du Doux, en placages réduits et isolés;

– en position haute sur le plateau cristallin (350 à 370 m), surtout rive gauche où ils sont certainement en relation avec les lœss à bancs durcis qui renferment la faune villafranchienne de Mammifères de Montrebut (Est de Saint-Vallier, feuille Serrières);

– en position basse (200 à 250 m) sur les nappes alluviales rhodaniennes surtout à l'Est de Tain. Leur épaisseur parfois très forte (10 à 15 m à la surface de la terrasse mindélienne de Crozes-Hermitage, à proximité de Crozes) peut correspondre à la superposition de plusieurs couches successives comme en témoignerait soit l'existence de paléosols rouges intercalés (Vion, Crozes, les Plots), soit des faciès à bancs durcis épais (Tain Nord, Chante-Alouette, Erôme).

A Mauves le complexe limoneux qui recouvre la terrasse du Riss ancien Fxa se termine par un lœss récent calcaire possédant à la base un niveau décalcifié et renfermant une riche faune de Mollusques parmi lesquels *Helix bidens* qui figure dans ce seul gisement wurmien: *Succinea oblonga* var. *elongata, S. fagotiana, Arianta arbustorum* var. *intermedia, Eulota fruticum, Clausilia dubia, C. parvula, Pupilla muscorum, Vitrea cristallina, Trichia hispida, Vallonia costata, V. pulchella, Abida secale, Vertigo pygmaea, Cochlicopa lubrica, Helix* sp., Limacelles, corpuscules d'Arion (F. Bourdier, 1961, p. 306).

Ce lœss repose sur un épais cailloutis à éléments anguleux locaux et matrice lœssoïde attribuable au Riss, affecté d'altérations au sommet et à la base, équivalente probable du lœss ancien supérieur.

• *Les sols.* Sur ce groupe de matériaux, on peut rencontrer plusieurs types de sols assez distincts:

– les sols bruns calcaires représentant le terme le plus répandu et le moins évolué;

– les sols bruns calciques correspondant à des termes évolutifs en voie de décalcarisation avec individualisation d'un horizon B à caractère structural peu net.

Localement peuvent même s'observer des limons avec horizons B rubéfiés et irrégulièrement argilifiés qui représenteraient des restes de paléosols plus anciens, préservés de l'érosion et recouverts par des apports lœssiques calcaires récents. Si l'on tient compte de ces observations, il semble que ces lœss calcaires correspondent à des reprises éoliennes récentes ou à des lœss wurmiens rajeunis par érosion ou troncature.

Œ1. ***Limons non calcaires.*** Dépôts fins argilo-sableux de teinte générale brun-jaune, massifs, à débit polyédrique à tendance prismatique, de faciès proche des lœss mais moins compacts et de teintes plus soutenues. Ils sont localement tachetés de brun jaunâtre ou brun foncé et renferment de petites concrétions ferriques et parfois des dépôts ferro-manganiques noirs en plages diffuses ou en amas non indurés. Ils sont entrecoupés de venues de vrai lœss calcaire à la base ou vers le milieu. Épaisseur de l'ordre de 2 m sur la terrasse Riss récent de l'Herbasse.

$\frac{Œ1}{Fxb}$. ***Limons non calcaires recouvrant les alluvions de la terrasse riss récent*** sur une faible épaisseur (moins de 1 m), de sorte que des galets de quartzite remaniés apparaissent en surface.

Fy, Jy. ***Alluvions fluviatiles et torrentielles des basses terrasses (du niveau supérieur a au niveau inférieur e).*** Les alluvions wurmiennes se répartissent en cinq niveaux de

nappes alluviales distinctes, qui constituent le système des basses terrasses immédiatement antérieures aux alluvions récentes et actuelles des fonds de vallées. Elles sont étagées sur une trentaine de mètres de dénivellation et parcourues en surface de chenaux de creusement peu profonds, principalement le long de la vallée de l'Isère où la série est complète alors que dans la vallée du Rhône le niveau moyen Fyc manque. Dans la vallée du Doux seuls, **Fyd**, **Fya** et **Jya** subsistent en raison de son étroitesse, tous les autres termes ayant été déblayés. Dans les vallées des collines néogènes (Herbasse, Savasse, etc.) aucune terrasse wurmienne n'existe dans les limites de la feuille, excepté la Galaure. Mais les fonds de ces vallées relativement étroites ont été façonnés au Würm et les alluvions de cette époque sont presque partout présentes, recouvertes et fossilisées sous les apports récents d'inondations **Fz1** dont elles forment le substrat.

Du point de vue chronologique, la terrasse supérieure des Chassis **Fya** (Est de Tain), correspondant à celle de l'Armailler (feuille Valence), appartient vraisemblablement au maximum wurmien (phase maximale d'extension des glaciers du Rhône et de l'Isère au Würm) tandis que celle qui la suit (Fyb, les Saviaux pour le Rhône, Romans pour l'Isère) représente, avec ses nombreux chenaux superficiels, un épisode de retrait des glaciers important et complexe, et se prolonge par la terrasse des Combeaux sur le territoire de la feuille Valence. Les autres niveaux encaissés Fyc, Fyd et Fye sont bien développés le long de l'Isère mais ne traduisent vraisemblablement que des épisodes de stabilité dans le retrait glaciaire et l'enfoncement des cours d'eau, avec effets de méandrisation nombreux sans valeur chronologique précise. Ils disparaissent d'ailleurs en aval, à la hauteur d'Étoile (feuille Valence).

Fya. *Terrasse des Chassis. Cailloutis et sables.* La plus ancienne terrasse wurmienne du confluent Isère—Rhône se situe 13 m seulement sous le niveau inférieur du Riss des Odouards (Est de Tain) mais 18 à 20 m sous celui du Bois-Raymond, plus à l'Est. Sa pente est donc nettement moins forte que celle de la nappe rissienne dans la vallée de l'Isère. Elle n'est bien développée qu'au centre du domaine de la feuille (les Chassis), en position médiane par rapport au dispositif alluvial du confluent, ce qui lui a épargné une totale disparition par érosion. En effet, en amont de Curson, elle n'est plus représentée dans le domaine isérois que par quelques étroits fragments résiduels plaqués soit contre la terrasse rissienne, soit contre les versants molassiques.

Partout ailleurs les divagations des grands cours d'eau en cours de creusement l'ont fait disparaître. On ne la retrouve que beaucoup plus loin en amont (feuille Romans) avec la terrasse de Saint-Marcellin issue des moraines internes du glacier de l'Isère (château Décumane, feuille Grenoble).

Les alluvions de cette terrasse atteignent une puissance d'une quarantaine de mètres (estimation par prospection géophysique), comme près de la Mule Blanche où elles sont activement exploitées sur près de 20 mètres de haut.

• *Les sols.* C'est le niveau de terrasse le plus récent où les sols présentent encore un caractère fersiallitique vraiment net. Dans la classification française des sols on peut les qualifier de sols « fersiallitiques, peu lessivés, à réserve calcique ». L'horizon Bt est peu épais (50 à 80 m), faiblement argilifié (taux d'argile voisin de 15-20 %) et possède une coloration rougeâtre encore peu affirmée, située dans la gamme des 5 YR 4/6 à 4/8 (code Munsell) ; les taux de libération du fer y sont voisins de 60 % pour les sols développés sur cailloutis à composante rhodanienne.

Jya. *Alluvions torrentielles* locales du cône de déjection du ravin de Berthier, rive droite du Doux, se mêlant à celles de la terrasse locale.

Fyb. *Terrasse des Saviaux. Cailloutis et sables.* C'est le niveau wurmien de plus grande extension, encaissé d'une douzaine de mètres en moyenne au-dessous du niveau supérieur des Chassis. Il est bien développé le long du Rhône (les Saviaux) où il correspond au niveau des Combeaux (feuille Valence), mais surtout le long de la vallée de l'Isère où il forme l'essentiel de la vaste terrasse de Romans.

Accidenté de nombreux chenaux peu profonds (2 à 4 m) il correspond probable-

ment à un épisode de retrait glaciaire important et complexe et apparaît comme le prolongement en aval de la moyenne terrasse wurmienne de l'Isère qui s'étend de Romans à Châtillon-Saint-Jean (feuille Romans).

Les cailloutis ont une forte épaisseur pouvant atteindre une trentaine de mètres aux Saviaux comme à l'Ouest de Romans (sondages).

• *Les sols.* Sur ce niveau, les sols observés reflètent une coupure évolutive; ils ne peuvent plus être qualifiés que de faiblement fersiallitiques. Les caractères rubéfiants se manifestent au sein des horizons B par une argilification faible, par un degré d'altération peu marqué qui se traduit essentiellement par une dissolution des cailloutis calcaires originels. La décalcarisation intéresse l'ensemble du profil, y compris la fraction terre fine.

Fyc. *Terrasse de Beaumont-Monteux. Cailloutis et sables.* Cette terrasse n'existe que dans la vallée de l'Isère sous la forme de niveaux méandriformes peu étendus (Beaumont-Monteux, les Monestiers, les Vieilles-Granges, l'Hopital-Vieux au Sud de Romans). L'érosion latérale l'a fait totalement disparaître dans la vallée du Rhône. Son épaisseur varie de 10 à 15 m environ.

• *Les sols.* Avec ces niveaux se terminent les terrasses dans lesquelles l'évolution pédologique se traduit par l'existence d'un caractère fersiallitique. Il s'agit ici de termes de transition avec les sols qu'on rencontre sur les niveaux de terrasse plus récents. La décalcarisation des matériaux originels est encore incomplète, à la fois pour la terre fine et pour les éléments caillouteux (cailloutis calcaires résiduels encore présents au sein des horizons B). On observe néanmoins un début de rubéfaction avec faible argilification au sein des horizons B.

Fyd. *Terrasse de Tain. Cailloutis et sables.* Ce niveau n'est bien représenté qu'à Tain et à la Roche-de-Glun (vallée du Rhône), les Grenières et Buchillon (vallée de l'Isère en aval de Châteauneuf). Un lambeau est également conservé dans la vallée du Doux. Les alluvions y ont une épaisseur de 10 à 15 mètres.

Ces terrasses sont parfois très localement recouvertes par des limons superficiels peu épais, non représentés, ou par des cônes de déjections locaux (Jyd) d'alluvions fines à l'exemple de celui de la Bouterne (Est de Tain).

• *Les sols.* Ce niveau a été fortement perturbé artificiellement lors du creusement du canal de dérivation de l'usine hydro-électrique de Bourg-lès-Valence. De plus les matériaux caillouteux originels sont souvent recouverts par des apports sablo-limoneux de sorte que les sols présentent une allure polygène assez constante et correspondent à des stades qui ne reflètent pas de différences évolutives nettes avec ceux décrits ci-après sur les niveaux de Pont-de-l'Isère.

Jyd. *Cônes torrentiels de la Bouterne. Sables, quartzites.* Au débouché de la Bouterne sur le Rhône, cette rivière a construit un cône de déjection qui se mêle aux alluvions rhodaniennes de la terrasse de Tain. Ce sont des alluvions siliceuses locales, de faible épaisseur (quelques mètres) qui rehaussent très localement et légèrement l'aval de la surface de la terrasse.

Fye. *Terrasse de Pont-de-l'Isère. Cailloutis et sables.* Ce niveau est relativement réduit dans la vallée de l'Isère mais surtout dans celle du Rhône où il n'apparaît plus qu'en rive droite (terrasse de Mauves). C'est un cas limite particulier, ses alluvions caillouteuses étant recouvertes par une couche discontinue de sables bruns de faible épaisseur (0,5 à 1 m) qui correspondent peut-être aux premiers limons de débordement holocènes non atteints aujourd'hui (ou très rarement) par les grandes crues. Ce niveau a fait localement l'objet d'apports de sables gris qui ont probablement une origine anthropique (jardins et maraîchers). Leur extension est négligeable. L'épaisseur des alluvions est de 10 à 15 m à Pont-de-l'Isère, inconnue dans la vallée du Rhône où elle doit se situer aux alentours de 15 mètres.

• *Les sols.* Sur cette terrasse de transition, les sols reflètent une tendance évolutive peu nette: on observe un simple début de décalcarisation et de brunification qui

s'exprime de manière irrégulière sur le plan de la répartition spatiale. Les deux termes les plus fréquemment observés sont les sols bruns calcaires alluviaux ou les sols bruns calciques alluviaux. Les phénomènes de décalcarisation sont plus réguliers sur les matériaux caillouteux que sur les recouvrements sableux, qui ont pu hériter localement d'une pédogenèse wurmienne plus ancienne (reprises de sables rubéfiés plus ou moins recalcarisés par les remaniements alluviaux).

Fy. ***Alluvions wurmiennes non subdivisées: cailloutis et sables.*** On a noté sous ce symbole des lambeaux d'alluvions que leur position locale autorise à ranger dans le système wurmien mais que leur isolement ou leur faible extension interdit de raccorder à un niveau déterminé.

Dans les collines molassiques au Sud de Marsaz, un aplanissement assez étendu de la cloison qui sépare les vallées de la Veaune et de la Bouterne est vraisemblablement à rapporter au niveau Fya de la terrasse des Chassis. Il s'agit d'une faible couverture alluviale principalement sableuse, décalcifiée, contenant quelques galets de quartzite, épaisse de 1 à 2 m environ et de surface relativement inégale qui tranche les sables miocènes à un niveau inférieur à celui des terrasses rissiennes. C'est avec le fragment de terrasse locale de Chalon (Est de Saint-Donat) et du ravin de la Combe (Nord de Saint-Andéol), les seuls témoins alluviaux qui puissent être rapportés au Würm dans les vallées du pays molassique, à l'exception des cailloutis et sables siliceux qui remplissent partout les larges fonds des vallées sous le recouvrement fin récent.

Dans la vallée du Rhône, quelques placages d'alluvions polygéniques d'extension réduite et dépourvus de morphologie à Ponsas, Vion Nord, la Tuilière, sont vraisemblablement attribuables au Würm, de même que la petite terrasse locale de Cornilhac (vallée du Doux), à couverture limoneuse.

Dans la vallée de la Bouterne au Nord de Chantemerle, on lui rapporte aussi un cône de déjection à matériel local, de bas niveau, surplombant le fond de la vallée.

Post-Würm (Holocène)

Le Post-Würm est représenté par trois ensembles de dépôts de faciès et d'origine différents, d'importances très inégales:

– des formations résiduelles (cailloutis et sables siliceux) de faible étendue et très irrégulièrement réparties;

– le complexe des alluvions de fond de vallée, qui présente un développement notable en superficie sinon en épaisseur et qui comporte deux niveaux distincts;

– des formations de versants, très étendues mais presque toujours sous une faible épaisseur, qui sont des colluvionnements de différents faciès.

Ces dépôts récents, outre le fait qu'ils recouvrent ou terminent tous les dépôts antérieurs, ont en commun qu'il s'agit toujours de formations de remaniement et sont presque partout décalcifiés. Ils reflètent assez fidèlement la nature du substrat et sont remarquablement étendus, bien que de faible épaisseur.

On a représenté partout les alluvions de fond de vallée, mais par contre la cartographie ne rend pas exactement compte de l'extension des formations de versant qui tapissent presque uniformément les pentes des collines néogènes, dont on n'a représenté que les affleurements les plus étendus, épais et continus.

On a aussi groupé avec le Post-Würm les formations résiduelles qui apparaissent dans la zone des collines molassiques à un niveau inférieur à celui des cailloutis de Chambaran. Il est difficile de leur assigner un âge car il s'agit de témoins très discontinus et de peu d'extension, que l'on trouve en surface à tous niveaux et dont le dépôt peut être à l'origine assez ancien (s'il s'agit de vieilles terrasses) ou beaucoup plus récent en cas de formation de remaniement, ce qui est généralement impossible à déterminer.

RS. **Formations résiduelles. Cailloutis et sables siliceux.** Dans la zone des collines molassiques particulièrement, mais aussi partout ailleurs sauf sur les terrasses alluviales bien caractérisées et dans les fonds de vallées, une formation à galets de quartzite

patinés ou non, emballés généralement dans un sable plus ou moins rubéfié, recouvre irrégulièrement des buttes ou des aplanissements d'étendues et de formes très variables (croupes, lanières, replats, etc.) à tous niveaux. Il s'agit d'une formation très meuble mais difficilement observable et identifiable et que l'absence totale de coupes rend difficile à étudier. On a donc groupé sous cette rubrique un ensemble de dépôts disparates d'origines et d'âges très divers qui peuvent appartenir :

— soit au Néogène caillouteux (Pliocène, peut-être Miocène) altéré en surface, notamment sur les sommets (mais pas nécessairement étant donné le très fort encaissement des cailloutis pliocènes dans la masse des sédiments molassiques miocènes) ;

— soit aux alluvions des plateaux plio-pléistocènes (Chambaran) ;

— soit à des alluvions de terrasses locales de différents niveaux, démantelées ;

— soit à des formations remaniées de ces différents dépôts, notamment sur d'anciens versants aujourd'hui disparus.

Sauf en ce qui concerne les cailloutis néogènes et des plateaux initialement polygéniques, les autres formations potentiellement à l'origine de ces résidus étaient initialement siliceuses car remaniant sans apports nouveaux les dépôts antérieurs.

On n'a en fait représenté que les affleurements où la densité des galets de quartzite est relativement élevée, mais en réalité la plus grande partie des affleurements miocènes, sauf sur les pentes fortes, sont parsemés en surface d'un semis de ces galets.

• *Les sols.* La variabilité des niveaux regroupés sous cette rubrique transparaît assez bien au travers des paléosols qu'on y observe et qui sont très hétérogènes : il s'agit de sols très différents comme des sols bruns sur les niveaux alluviaux remaniant des cailloutis mio-pliocènes, et des sols lessivés acides sur les anciennes surfaces difficiles à dater pouvant aller du Quaternaire ancien au Pliocène.

Complexe d'alluvions fluviatiles et torrentielles récentes des fonds de vallées. Les alluvions post-wurmiennes des fonds de vallées se répartissent en un seul ou deux niveaux de remplissage selon le cours d'eau considéré : le lit majeur (Fz), pas toujours distinct, et la plaine d'inondation (Fz_1) qui la domine par un talus de faible hauteur (2 à 5 m).

Les cours d'eau mineurs des collines molassiques et du socle cristallin ne possèdent généralement qu'un remplissage alluvial de fond qui est la plaine d'inondation Fz_1. Le lit majeur, lorsqu'il existe (certaines dépressions et amont de vallées n'ayant qu'un écoulement intermittent comme la Veaune, la Bouterne, etc.) est recreusé à l'intérieur des alluvions de débordement et souvent trop étroit pour être représenté (Herbasse, Chalon par exemple), sauf dans la vallée de la Galaure.

Les cours d'eau principaux (Rhône, Isère et Doux) présentent les deux niveaux, bien distincts et pouvant donner lieu à des recouvrements. Mais ils sont inégalement répartis, la plaine d'inondation étant généralement la plus étendue.

Fz_1, Jz_1. ***Alluvions des plaines d'inondation : sables, limons, argiles plus ou moins caillouteux.*** Dans les vallées principales les plaines d'inondation forment une terrasse faiblement étagée au-dessus du lit majeur, constituée en profondeur par des alluvions grossières wurmiennes anciennement remaniées par divagation et sapement latéral, et en surface par des dépôts fins plus ou moins épais apportés à la faveur des grandes crues. Ces alluvions superficielles consistent en sables plus ou moins limoneux ou argileux irrégulièrement chargés en matériel grossier (graviers, galets), lités ou non, généralement très meubles, calcaires, de couleur grise ou brun clair, épais de 1 à 3 m, localement fossilifères. Elles ne présentent aucune altération notable en surface et recouvrent des alluvions grossières également non altérées.

Les plaines d'inondation des vallées du pays molassique sont constituées par des limons ou des sables plus ou moins limoneux et argileux remaniés de toutes les formations antérieures mais surtout de la molasse. Ils sont généralement peu ou pas chargés en galets et peu calcaires. Localement, ils peuvent devenir argileux et tourbeux dans les fonds à faible pente mal drainés (Veaune notamment) et fossilifères (id.). Leur épaisseur faible, variable, est le plus souvent croissante de l'amont (moins de

1 m dans la vallée de l'Herbasse) vers l'aval (plus de 3 m dans celle de la Veaune). Ils recouvrent des alluvions grossières à sables et galets siliceux (quartzites) remaniés des terrasses quaternaires et du substrat néogène, attribuables au Würm et d'épaisseur non connue, mais probablement plus forte.

Enfin, les petits ruisseaux issus du socle étalent à leur débouché des cônes de déjection d'alluvions locales plus grossières (sables, graviers). En rive gauche du Rhône, au Nord de Tain, s'y mêlent des galets roulés alpins repris des hauts niveaux pliocènes ou quaternaires.

• *Les sols.* Beaucoup plus développées que les alluvions du lit majeur, elles englobent également tout un ensemble de sols qui peuvent être très diversifiés: il s'agit toujours de sols peu évolués, mais qui présentent des degrés d'hydromorphie et des caractéristiques variables avec le bassin versant. Sur les bordures du Doux, les sols sont non calcaires et non hydromorphes. Sur les bordures du Rhône et de l'Isère, les sols sont calcaires, non engorgés et possèdent une couleur grisâtre caractéristique; dans les fonds alluviaux recreusés à l'intérieur des reliefs molassiques (vallées de la Bouterne, de la Galaure et de l'Herbasse): les sols toujours calcaires sont souvent faiblement engorgés et prennent une couleur brun jaunâtre. Des phénomènes d'hydromorphie nettement marqués (présence d'un pseudogley ou d'un gley moyennement profond) apparaissent dans la vallée de la Veaune, où l'on peut même rencontrer des niveaux tourbeux enterrés dans certaines situations particulières (nord de Chavannes).

De façon générale, la texture la plus représentée est limoneuse avec possibilités de variante sableuse grossière dans les têtes de vallées recreusées dans les grès et sables molassiques.

$\underline{Fz_1}$, $\underline{Jz_1}$, $\underline{Fz_1}$. ***Alluvions de recouvrement des formations répertoriées.*** La Bouteme
Fy_b Fy_b $\underline{p_1M}$
mais surtout la Veaune et la Savasse débouchent de plain-pied, au sortir des collines molassiques dans la plaine alluviale iséroise, sur les terrasses wurmiennes de l'Isère dans lesquelles elles ont peu ou pas recreusé. Elles ont ainsi construit sur ces terrasses des cônes de déjection récents et actuels plus ou moins étendus et épais (jusqu'à 6 m au Nord-Ouest de Romans) d'alluvions locales à dominante sableuse. La Veaune a même répandu deux cônes torrentiels étagés respectivement sur la terrasse des Chassis (Fy_a) et celle de Romans (Fy_b), rompant localement le talus qui les sépare, et ses eaux s'infiltrent dans les alluvions de cette dernière bien avant d'aboutir à l'Isère.

Dans la région de Marsaz on a également figuré les argiles marines pliocènes sous leur recouvrement d'alluvions locales dans une section d'un affluent surimposé de la vallée de la Veaune.

Il en est de même au débouché des ravins qui entaillent profondément le substrat molassique à l'Ouest de Romans ou pliocène à Chanos-Curson, ne donnant naissance qu'à des ruisseaux très temporaires qui n'en n'ont pas moins fortement alluvionné en bordure des terrasses.

Fz, Jz. ***Alluvions des lits majeurs: cailloutis et sables.*** Dans les vallées de l'Isère et du Rhône ce sont des cailloutis polygéniques à galets alpins qui apparaissent dans les anciens méandres asséchés par les aménagements hydro-électriques. Il s'agit simplement d'alluvions grossières remaniées sur place et superficiellement par divagation et sapement latéral des terrasses wurmiennes lors des petites crues. Dans la vallée du Doux, il s'agit d'alluvions locales massif-centraliennes plus grossières (jusqu'à des blocs de 0,50 m de grand axe) remaniées et déposées lors des crues de type méditerranéen à l'amont du remou du barrage de la Roche-de-Glun.

Dans la vallée de la Galaure ce sont des sables plus ou moins limoneux et argileux avec une charge variable de galets de quartzite remaniés.

Les aménagements hydro-électriques ont fait disparaître partout le lit majeur du Rhône, celui de l'Isère n'apparaissant plus que dans le secteur compris entre Châteauneuf et la RN 7.

• *Les sols.* Dans cette situation se développent des sols minéraux bruts avec hétérogénéité texturale marquée, liée aux remaniements par les apports successifs des rivières. La réaction acide en bordure du Doux est en relation avec un alluvionnement d'origine cristalline (sables, graviers et galets granitiques). Partout ailleurs, les sols sont calcaires ou calciques avec une texture sableuse sur les bordures de la Galaure et une charge caillouteuse à composante calcaréo-cristalline en bordure de l'Isère. Dans tous ces sols existent une nappe profonde circulante en liaison avec celle des rivières.

$\frac{Jz}{Fye}$. ***Alluvions torrentielles de recouvrement de la terrasse de Tain: sables granitiques et cailloutis.*** Entre Tournon et Glun des cônes de déjection recouvrent partiellement la terrasse Fye de la rive droite du Rhône; ils sont constitués par du matériel cristallin et cristallophyllien grossier, mal émoussé, à galets et rares blocs noyés dans une matrice sableuse arénique.

Les sols y possèdent des caractéristiques évolutives qui les situent entre les sols alluviaux et les sols bruns, avec des pH voisins de 6 et des horizons B à caractère structural encore peu net.

Les plaines alluviales du Rhône et de l'Isère (à partir des sondages). L'actuelle plaine alluviale du Rhône, en pente douce (environ 5 ‰) de Saint Vallier au Nord (+ 127 à 128 m) à la Roche-de-Glun au Sud (+ 117 à 118 m), est constituée d'une couche superficielle de limon sableux de débordement, épaisse de 0 à 4 m, qui ravine inégalement une couche d'alluvions caillouto-sableuse d'épaisseur variable comprise en moyenne entre 15 et 20 m, mais pouvant atteindre, à l'occasion de surcreusements locaux *(mouilles)*, quelques 30 à 40 m (par exemple en face de Serves, au Sud de Vion, entre Tain et Tournon).

Le substratum raviné par les cailloutis est pour l'essentiel constitué par les argiles marines bleues du Pliocène, les granites et les gneiss localement et près des versants, dans la partie épigénique de la vallée au Nord de Tain, notamment à Serves, Vion et du pont de Crozes à la Table du Roi. Enfin, près de la Roche-de-Glun, ce sont les calcaires et marno-calcaires de la couverture secondaire qui apparaissent sous les cailloutis dans la moitié ouest de la vallée.

Quant à la plaine alluviale actuelle de l'Isère, entre Rhône et Herbasse, elle est également constituée d'une couverture superficielle de limon de débordement gris sombre, de 0 à 3 m d'épaisseur, mais qui ravine une couche d'alluvions caillouto-sableuses d'épaisseur plus réduite que celle du Rhône (de 7 à 10 m seulement). Le substratum sous-jacent est formé par les argiles bleues pliocènes jusqu'à Beaumont-Monteux, remplacées plus à l'Est (amont) par la molasse miocène qui affleure d'ailleurs au fond du lit de l'Isère à Châteauneuf-sur-Isère.

Formations de versant. Elles sont représentées essentiellement, sur cette feuille, par des colluvions qui peuvent remanier toutes les formations du substrat, y compris les roches du socle cristallin. Malgré la raideur des pentes du socle, on n'observe en effet que très peu d'éboulis. Dans la zone des collines néogènes, les assises argileuses n'ont pas donné naissance à des mouvements de versant notables à cette échelle, probablement en raison des dénivellations relativement faibles. Par contre tous les affleurements de matériel meuble ont engendré des produits de remaniement qui tapissent la presque totalité des versants, même de pente très faible. Ces dépôts, bien que discontinus et d'épaisseur variable, jusqu'à quelques mètres, masquent presque partout le substrat de sorte que les affleurements naturels sont très rares, surtout lorsqu'il est argileux (Pliocène).

C. ***Colluvions polygéniques: cailloutis, sables, argiles décalcifiés.*** Mélange hétérogène des constituants meubles du substrat tertiaire et quaternaire en proportions variables selon les endroits, fonction de l'environnement lithologique. C'est une formation superficielle de remaniement à dominante de matériaux fins (argiles pliocènes, sables pliocènes, miocènes et éogènes, lœss et limons quaternaires en petites quantités

selon les lieux), renfermant une proportion variable mais généralement faible (moins de 20 à 25 %) de matériaux grossiers (galets de quartz et de quartzite) repris soit des cailloutis polygéniques pliocènes et quaternaires, soit des cailloutis siliceux résiduels de Chambaran et des terrasses locales du pays molassique. Généralement l'ensemble est décalcifié, bien que le substrat soit toujours calcaire, les cailloutis siliceux subsistant seuls. C'est une formation très meuble, peu cohérente, sans structure, le plus souvent très poreuse, de teinte variable du jaune foncé à l'orangé et au brunâtre, présentant parfois des traînées rouille de rubéfaction discontinues et de faible intensité, des concrétions ou enduits noirâtres ferro-manganiques et des traces de marmorisation lorsque la proportion d'argile s'accroît. L'épaisseur de la formation croît généralement vers la base des versants où elle peut atteindre plusieurs mètres, peut-être jusqu'à une dizaine localement.

On n'a représenté en fait que les colluvions couvrant une surface continue relativement vaste sous une épaisseur appréciable (1 m et plus). Les colluvions sont particulièrement étendues sur les versants argileux de la vallée de la Veaune (les Saviaux, Veaunes, Chavannes) et sur les collines néogènes de Saint-Donat, Saint-Barthélémy-de-Vals, Châteauneuf-sur-Isère. Au lieu dit Lippe (Sud-Est de Saint-Donat, côté ouest de la route de Romans), une épaisse couche de colluvions sableuses issues de la colline du bois de Revoux contient un niveau à tuiles romaines et recouvre des alluvions siliceuses de la terrasse locale Fxd de l'Herbasse par l'intermédiaire d'un cordon de galets de quartzite dans lesquels ont été trouvés des éclats de taille et un racloir sur éclat de type moustérien (P. Bintz, Grenoble).

• *Les sols.* Les sols qui se développent sur ces formations sont du type sol brun colluvial et présentent des caractéristiques assez hétérogènes: épaisseurs généralement importantes quoique irrégulières, existence d'horizons plus ou moins bien individualisés, liés à des discontinuités d'apport et non à des différenciations évolutives, caractère acide souvent marqué en liaison avec l'origine des matériaux issus des vieilles altérations pliocènes ou quaternaires. L'influence du substratum se traduit sur la texture de la fraction fine et sur la réaction qui devient plus alcaline; elle se manifeste d'autant plus nettement que les colluvions sont moins épaisses.

$\frac{C}{Fy_b}$. ***Colluvions polygéniques sur la terrasse de Romans.*** A l'Ouest de Pont-de-l'Herbasse la terrasse iséroise Fy_b bordant le pied de la colline néogène est localement tapissée par une faible épaisseur de colluvions argilo-sableuses s'étalant à partir du ravin des Marchis et se raccordant aux alluvions fines du cône récent de la Veaune qui recouvre aussi une partie de cette terrasse.

$C\gamma$. ***Colluvions d'arènes cristallines: argiles, sables et graviers siliceux.*** Mélange de sables siliceux (quartz, feldspath, micas) et graviers cristallins et cristallophylliens dont des cristaux de feldspath en dent de cheval (1 à 4 cm) noyés dans une matrice fine, argileuse, rubéfiée ou non, avec ou sans blocs, homogène, sans structure. C'est une formation directement remaniée des altérites du socle cristallin. Les roches du socle sont en effet généralement arénisées en surface sur une plus ou moins grande épaisseur et, sur les pentes relativement fortes des versants du Rhône et du Doux, les produits d'altération ont été mobilisés par solifluxion et étalés à leur pied. Épaisseur variable de 0,30 m à 3-4 mètres.

• *Les sols.* Sur ces matériaux, on rencontre des sols bruns, sablo-caillouteux, à horizon B faiblement individualisé. La réaction est faiblement acide (pH voisin de 6,5) sur l'ensemble des profils avec des taux de saturation du complexe absorbant variables. Il s'agit de sols profonds, perméables et filtrants qui présentent souvent une nappe profonde en liaison avec celle des alluvions torrentielles adjacentes.

CŒ. ***Colluvions à matrice lœssique ou limoneuse: argiles, sables, cailloutis.*** Mélange hétérogène des constituants meubles du substrat à matrice lœssique calcaire ou limoneuse remaniée dominante. Dans la vallée du Doux s'y mêlent des arènes granitiques (les Sables). Ce sont toujours des affleurements réduits en surface sinon en épaisseur,

reprenant un grand nombre de matériaux. On les trouve surtout en surface des affleurements d'argiles pliocènes (Ponsas, Erôme où se mêlent des arènes granitiques et des galets de quartzite, Chanos-Curson avec des blocs de grès). Épaisseur variable, jusqu'à 3-4 mètres.

• *Les sols.* Sur ces matériaux, les sols présentent des caractéristiques voisines de celles des matériaux qui ont servi à alimenter les apports : il peut s'agir soit de matériaux calcaires, soit de matériaux déjà évolués et acidifiés. Le brassage dû au colluvionnement entraîne un certain rajeunissement des sols avec une recharge possible en carbonates. Les profils sont le plus souvent complexes et polygènes, avec allure très hétérogène et présence de discontinuités texturales plus ou moins marquées.

X. **Dépôts artificiels.** On peut en distinguer plusieurs types :

— l'ensemble des digues construites en enrochements pour canaliser le Rhône et l'Isère et qui restent généralement la propriété de la Compagnie nationale du Rhône. Compte tenu de l'importance des travaux, ils constituent des masses et des surfaces considérables qu'on pourrait envisager de replanter avec des espèces forestières adaptées ;

— rive droite du Rhône, près de la Table du Roi, subsiste une accumulation de cailloutis rhodaniens, ancienne réserve non utilisée par la C.N.R. ;

— rive gauche, les déblais d'argile pliocène extraits des fondations de l'usine de Gervans ont servi de plate-forme au lotissement construit pour les employés du barrage ;

— les résidus d'exploitation des carrières à graviers qui occupent en certains points des surfaces non négligeables (ex. : à la Mule Blanche) ;

— les talus et les contreforts des autoroutes.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

REMARQUES PÉTROLOGIQUES ET STRUCTURALES

Métamorphites et granitisation

Les données concernant *la nature originelle, l'âge stratigraphique et celui de l'édification* des métamorphites peuvent se résumer ainsi :

La grande majorité des formations cristallophylliennes stratifiées reconnues sur le territoire de la feuille font partie de la *Série métamorphique du Vivarais oriental* que ses caractères propres immédiatement au Sud (feuille Valence), comme sa ressemblance avec la Série métamorphique lyonnaise qui se développe au Nord (feuilles Givors et Lyon), permettent de rapporter au type dit « à disthène—sillimanite » (ou « disthène—staurotide »), de pression intermédiaire. Sur la rive gauche du Rhône entre Tain et Saint-Vallier affleurent d'autre part des formations où dominent les leptynites qui font partie de la *Série métamorphique du Vivarais occidental* dont les associations minérales reconnues au Nord (feuilles Serrières, Vienne et Saint-Étienne) expriment un fort gradient de température caractérisant un métamorphisme de basse pression.

La nature originelle de la Série du Vivarais occidental, à laquelle se rapportent outre probablement le complexe hétérogène, les gneiss œillés granitoïdes, leptynites et leptynites granitoïdes, et les anatexites claires à cordiérite, est celle d'une série volcano-sédimentaire : sédiments détritiques assez grossiers, entrecoupés d'épisodes éruptifs acides (anatexites claires, leptynites et gneiss œillés granitoïdes : arkoses et vulcanites, coulées et tufs plus ou moins remaniés, rhyolitiques), plus fins et argileux vers le haut (gneiss et micaschistes à silicates d'alumine du complexe hétérogène = schistes). Il s'agit là d'une série détritique de couverture, assez peu épaisse (1500 m au maximum pour la partie visible sur le territoire de la feuille), dont l'âge stratigraphique n'est pas connu avec certitude ; il est possible qu'il soit *briovérien supérieur,*

voire même plus ancien. L'âge du métamorphisme de basse pression qui lui a conféré ses traits caractéristiques actuels ne l'est pas non plus; toutefois, sur le territoire de la feuille voisine Saint-Etienne, les relations de la Série lyonnaise au Nord, née d'un métamorphisme général d'âge antédévonien certain, et de la Série du Pilat au Sud, comparable à la série du Vivarais occidental, suggèrent qu'il s'agit d'un *métamorphisme hercynien,* probablement même jeune.

La série du Vivarais oriental, à laquelle les gneiss à deux micas, les gneiss à sillimanite-orthose avec couches de leptynites et d'amphibolites, les gneiss à sillimanite-cordiérite avec filons-couches granitiques, et au moins en partie les anatexites sombres à cordiérite, est de nature originelle tout à fait différente: c'était typiquement une série sédimentaire géosynclinale de grande épaisseur, coupée d'épisodes volcaniques essentiellement basiques; on en observe la fraction inférieure: pélites argileuses (anatexites sombres et gneiss à silicates d'alumine) et horizon volcanique inférieur (amphibolites et leptynites). Par comparaison avec des formations analogues du Massif Central (Séries métamorphiques du «Noyau arverne»), son âge stratigraphique est probablement *briovérien inférieur,* peut-être plus ancien, et l'âge de ses transformations métamorphiques *antéhercynien, cadomien* (phase domnonéenne). La série du Vivarais oriental, formations anatexiques sombres comprises, paraît jouer vis à vis de la Série du Vivarais occidental le rôle d'un *socle.*

La granitisation relève, pour l'essentiel, de l'évolution hercynienne. Le *granite à biotite,* hétérogène ou homogène, est en liaison dans l'espace avec les anatexites sombres à cordiérite; au Nord, il est régionalement discordant sur les horizons lithologiques de la Série du Vivarais occidental; il paraît exprimer la palingénèse du vieux socle migmatique à l'époque hercynienne, s'extravasant alors légèrement dans la couverture métadétritique de ce socle. Le granite à biotite schisteux, qui s'est mis en place durant une phase de laminage du flanc occidental de la synforme gneissique de Sécheras (étiré lui-même, il développe biotite et andalousite de contact dans les phyllonites de sa bordure), à la jointure des gneiss et de leur substrat anatectique, est peut-être une expression de cette palingénèse. Le *granite porphyroïde à biotite de Tournon* s'est mis en place en feuillet dans une grande zone de faiblesse subméridienne de la région, probablement à une époque où elle rejouait; cette époque est encore indéterminée, mais postérieure semble-t-il à la création de la synforme de Sécheras. En dehors de ceux associés au granite de Tournon, les *granites à muscovite,* et parfois andalousite, sont analogues à ceux qui, dans le cadre de la feuille Saint-Étienne au Nord, sont liés spatialement aux leptynites dont ils dérivent par fusion anatectique et cristallisation subséquente dans les conditions physiques du métamorphisme de basse pression; leur âge est donc probablement hercynien.

Géologie structurale

Du point de vue architectural, plusieurs grandes unités se succèdent d'Ouest en Est, dans le socle cristallin et cristallophyllien.

Le *môle granito-gneissique du plateau de Saint-Jeure-d'Ay–Colombier,* où dominent anatexites sombres et granite à biotite, a valeur de socle pour l'essentiel; mais il comporte également, incorporés à lui par évolution anatectique, des fragments de la couverture de ce socle sous la forme des anatexites claires à cordiérite.

La *synforme de Sécheras–Sarras,* à l'Est, est une mégastructure dissymétrique qui intéresse la Série du Vivarais oriental; à son flanc oriental, les formations, en succession normale et complète, plongent à l'Ouest sous un angle de 40 à 50°; à son flanc occidental, elles sont par contre redressées à la verticale, voire même déversées, en même temps qu'un puissant laminage en supprime une bonne partie. La direction axiale de cette synforme est N 20°W mais, par le jeu de décrochements d'orientation SW–NE, accompagnés de torsions souples, qui la compartimentent, elle se développe en direction du N 20°E.

L'*antiforme d'Erôme—Serves* s'allonge parallèlement à la synforme de Sécheras à l'Est; son axe est matérialisé par les anatexites sombres à cordiérite et granites à biotite que surmontent normalement dans sa moitié sud, à l'Ouest comme à l'Est, les gneiss à sillimanite-cordiérite à filons-couches granitiques; dans sa moitié nord, elle est pétrographiquement dissymétrique: à son flanc oriental, les leptynites granitoïdes de la Série du Vivarais occidental recouvrent directement les anatexites à cordiérite. L'antiforme d'Erôme est prise en écharpe dans sa partie sud par le feuillet granitique de Tournon.

Des *accidents cassants,* pour la plupart très redressés, affectent d'autre part granites et métamorphites. Ils appartiennent à deux systèmes:

— les accidents apparemment les plus importants sont d'orientation SW—NE; ce sont des fractures de décrochement de sens habituellement dextre, qui sont jalonnées par d'importants amas mylonitiques et ont guidé une bonne part du réseau hydrographique;

— l'autre système groupe des fractures qui sont orientées au N.NE ou au Nord; elles sont plus délicates à tracer car elles ne s'accompagnent guère de mylonites; elles paraissent antérieures aux précédentes, mais ont pu rejouer tardivement avec elles en décrochement.

Tous ces accidents étaient actifs *dès avant le Stéphanien:* les fractures nord-est s'intègrent en effet au système de même direction décrit au Nord dans le massif du Pilat (et d'ailleurs caractéristique de la bordure sud-orientale du Massif Central) et dont les mylonites sont connues en galets dans le conglomérat de base du Houiller du Bassin de Saint-Étienne. Ils furent certainement revivifiés par l'orogénèse alpine. C'est dans les fissures de distension ouvertes normalement à eux que se sont mis en place, dans les régions de Saint-Barthélémy-le-Plain et Serves-sur-Rhône en particulier, les minéralisations plombo-zincifères et barytiques.

En ce qui concerne la partie orientale de la feuille, essentiellement sédimentaire, de nombreuses observations d'ordre structural ont pu être faites.

• Contact Cristallin—Éocène: il n'y a pas d'indice de mouvements à la limite des dépôts tertiaires les plus anciens et du socle cristallin. Mais il est possible que la subsidence éogène se soit faite à la faveur d'une faille ou d'un complexe de failles décalé vers l'Est, aujourd'hui masqué par les sédiments néogènes.

• Lambeau de calcaire secondaire de la Roche-de-Glun: c'est probablement une dépendance du massif secondaire de Châteaubourg (feuille Valence) car le faciès est le même, peut-être séparé par faille, mais isolé et érodé par le Rhône et masqué par les alluvions qui n'en laissent émerger que la partie supérieure. Le prolongement vers le Nord de ce témoin n'est pas connu, en l'absence de sondages profonds.

• Socle cristallin: au Sud de Mauves, une faille nord—sud a été décelée sous les alluvions du Rhône par sondages C.N.R., mettant en contact les marno-calcaires oxfordiens avec le socle cristallin. Son tracé en plan est décalé de 250 m vers l'Est par rapport au versant cristallin, du fait du sapement latéral du Rhône. Le même phénomène est visible en surface à la Roche-de-Glun.

Au Nord de Tain, la limite du massif cristallin est bien marquée dans le relief: une morphologie d'escarpement de ligne de faille, dégagée par l'érosion, est visible de Larnage aux Chorets, disparaît ensuite car les dépôts néogènes atteignent le niveau du plateau cristallin puis réapparaît plus au Nord, à proximité de la vallée de la Galaure. Il n'y a pas d'indice de rejeu de cette structure. La molasse miocène a en effet recouvert toute la zone de contact et ne semble pas avoir été dérangée par la suite, sauf par l'érosion.

La grande fracture limite du Massif Central est donc probablement très ancienne (éocène, peut-être oligocène) et pas forcément unique; il pourrait s'agir de failles en escalier dont toutes n'auraient pas joué en même temps, puis auraient été fossilisées pendant le Néogène.

• Bassin tertiaire : les dépôts miocènes et pliocènes du bassin molassique se présen-

tent toujours avec leur structure sédimentaire telle qu'à l'origine, en dépit du relèvement généralisé du substratum évaluable au minimum à 400 m: il n'y a donc pas de déformations différentielles dans ce bassin.

Les surfaces d'alluvionnement quaternaires, même les plus anciennes, ne trahissent également aucun mouvement plus récent. Les pentes sont normales compte tenu de la nature des dépôts et des conditions hydrodynamiques de leur mise en place. Par exemple le sommet de la terrasse de Mercurol, sensiblement incliné vers le Sud-Est, c'est-à-dire à contre-courant de l'Isère, s'explique du fait qu'il s'agit d'un alluvionnement du Rhône qui décrivait alors une grande boucle vers l'Est, l'Isère pouvant, à cette époque, couler au Sud du massif néogène de Châteauneuf.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

Sauf le Kimméridgien de la Roche-de-Glun, aucun terrain secondaire n'affleure dans les limites de la feuille Tournon. L'évolution morphologique de cette région pendant le Secondaire doit donc être extrapolée de ce que l'on connaît des régions voisines.

Il ne reste rien de la surface d'érosion post-hercynienne du Massif Central qui couronnait les terrains cristallins et dont on retrouve quelques lambeaux fossilisés plus au Sud (feuille Valence), sous les sédiments du Trias et du Jurassique de bordure (Châteaubourg, Crussol, Soyons) ou du Trias seul du plateau (Boffres, Alboussière).

Au Trias, la région appartenait déjà à la limite imprécise du continent centralien et de la dépression alpine qui se dessinait, comme les faciès de bordure de la région de Valence l'indiquent.

Pendant le reste du Secondaire, le contraste entre le continent centralien et le géosynclinal alpin envahi par la mer ne fait que s'accroître avec la subsidence et l'approfondissement de celui-ci. Mais on ne sait pas jusqu'où le rivage marin s'est étendu vers l'Ouest par rapport à la limite orientale actuelle du massif, sur la pénéplaine prétriasique. On suppose seulement qu'il n'a dépassé que de peu les affleurements connus, qui n'en sont pas très éloignés (15 km à Boffres, feuille Valence). Dans ces mers, la sédimentation fut continue, avec des faciès de plate-forme épicontinentale proche de la fosse vocontienne qui lui faisait suite au Sud-Est. Il est cependant possible qu'une tendance à l'émersion se soit manifestée vers la fin du Jurassique, comme pourrait l'indiquer l'existence de faciès purbeckiens dans certains sondages du Bas-Dauphiné, à l'Est des limites de cette feuille.

A la fin du Crétacé, une exondation généralisée se manifeste avec les premiers mouvements de surrection de la bordure orientale du Massif Central. Deux domaines distincts s'individualisent:

— approximativement au Sud du parallèle de Tournon, le soulèvement est peu puissant et s'accompagne à l'Est de la mise en place d'une chaîne plissée, *la chaîne dauphinoise* (Y. Bravard, 1963, et *cf.* notice de la feuille Valence) dont seule figure en profondeur, dans la moitié sud de la feuille, la retombée septentrionale plongeant vers le Nord. Cette exondation s'accompagne d'une puissante érosion qui dure pendant tout l'Éocène;

— au Nord du parallèle de Tournon, le soulèvement est plus accentué et probablement plus ancien (Éocène reposant sur le socle dans les sondages de Claveyson). Le massif ancien domine alors une zone d'effondrement relatif dans laquelle viennent s'entasser les sédiments continentaux grossiers sablo-caillouteux de l'Éocène (faciès des cailloutis de Douévas), témoins d'une très vive érosion. Le réseau hydrographique de la bordure du Massif Central se met donc en place dès l'Éocène, avec de puissantes manifestations, et n'a cessé de couler vers l'Est et d'évoluer depuis.

A l'Oligocène le processus d'individualisation de la dépression rhodanienne, déjà amorcé plus au Nord à l'Éocène, se généralise en s'étendant au Sud. Une détente tectonique est—ouest provoque la formation d'un système de grandes failles méri-

diennes qui transforment le paysage en une succession de bassins d'effondrements subsidents et de seuils relatifs préparant la mise en place du couloir séquano-rhodanien. La subsidence est lente mais importante; la plupart des failles synsédimentaires et les mouvements pyrénéo-provençaux créent des reliefs notables. A l'Oligocène inférieur, un mouvement de bascule vers le Sud provoque la transgression de la mer oligocène vers le Nord, préfigurant le sillon périalpin. Puis la sédimentation saline, plus ou moins entrecoupés d'apports terrestres, devient générale. La région appartient alors à la bordure occidentale d'un *rift* où s'échelonnent lacs, marécages et lagunes.

L'Oligocène n'affleure pas sur le territoire de la carte Tournon comme sur celui de la feuille Valence, mais il est répété en profondeur par les sondages pétroliers, par exemple à Claveyson (feuille Serrières) où, sous 500 m de molasse, il s'entasse sur une épaisseur de plus de 1100 m avec des intercalations nombreuses d'évaporites (gypse, sel).

Au Burdigalien la région est hors d'atteinte des influences marines qui sont cantonnées dans le chenal périalpin, maintenant bien individualisé beaucoup plus loin vers l'Est à l'emplacement du Vercors. On ne connaît aucun sédiment continental de cet étage.

La transgression marine du Miocène, progressant vers l'Ouest, atteint la bordure orientale du Massif Central à l'Helvétien inférieur. Elle s'y maintient jusqu'à la fin du Tortonien; la subsidence continue s'accélérant puis diminuant jusqu'à la fin du Miocène. La sédimentation est abondante, de type marneux à l'Helvétien inférieur (faciès retrouvé dans le sondage de Claveyson) puis sableuse et sablo-caillouteuse pendant le reste de l'Helvétien et du Tortonien. Deux faciès s'individualisent nettement selon les provinces d'apport:

– un faciès *alpin* sableux, jaunâtre, calcaire, largement prédominant et venant de l'Est;

– un faciès *massif-centralien* de sable arénique grossier ou graveleux avec de nombreux lits caillouteux de galets de roches cristallines et cristallophylliennes arrachées par l'érosion (pédimentation) à la bordure du Massif Central. C'est probablement l'époque du façonnement principal du plateau d'Annonay dont la terminaison sud se trouve au niveau du Doux.

A la fin du Tortonien un système à double pente s'établit à la limite du massif ancien et du bassin molassique: pente ouest–est du plateau d'Annonay, est–ouest du glacis d'accumulation fluviatile du Bas-Dauphiné qui termine la sédimentation molassique, édifié par un fleuve ancêtre de l'Isère. Le Rhône s'installe alors le long de la ligne de jonction de ce système de surfaces à double pente qui va déterminer ainsi le premier tracé, méridien, du cours d'eau collecteur, très proche du tracé actuel. Cette limite fluctue mais dans des limites très étroites, au gré des variations des cours d'eau latéraux. Tantôt elle se trouve au contact même du tracé de la faille du socle et le Rhône, s'enfonçant sur place, excave sa vallée dans la molasse tendre (vallée adaptée au Sud de Tain); tantôt elle se trouve sur le plateau cristallin lui-même et le fleuve taille alors sa vallée dans le socle (vallée épigénique d'Andance à Tain).

Au Messinien, à la suite d'un spectaculaire mouvement négatif de la Méditerranée (soulèvement épirogénique, abaissement eustatique?), le Rhône et ses affluents s'enfoncent d'au moins 350 à 400 m dans le plateau cristallin et le piedmont molassique, déterminant un puissant relief de dissection linéaire, très différent du relief actuel dans le pays molassique seulement.

Dès le début du Pliocène, des alluvionnements très grossiers commencent à remplir vallées et ravins aux parois escarpées et au profil rapide façonnés par le creusement messinien (cailloutis à blocs *infra-pliocènes,* R. Ballésio, 1972). Au Pliocène inférieur, par suite d'un brusque et considérable mouvement positif du niveau marin, le réseau hydrographique rhodanien est envahi par la mer (ingression marine pliocène) et devient alors une ria étroite et ramifiée. Cette ria est rapidement comblée par des dépôts argileux bleuâtres plus ou moins sableux localement et enfin par des argiles puis des

sables lacustres et fluviatiles. Le remblaiement s'achève au Pliocène supérieur par un vaste épandage caillouteux dont le matériel vient principalement de l'Est, apporté par l'Isère et étalé en un vaste cône de déjection. A la fin du Pliocène, tout le relief en creux messinien est noyé par le remblaiement grossier dont on ne sait exactement s'il recouvre les derniers sommets du relief miocène ou s'il laisse subsister quelques îlots émergeant de la vaste plaine alluviale. Quoi qu'il en soit, à cette époque la morphologie du piedmont pliocène est la réplique exacte de celle du Miocène, plusieurs millions d'années auparavant, à un niveau égal ou très peu différent. Un nouveau système de surfaces alluviales et d'érosion à double pente s'installe, dans des conditions si semblables au premier que le Rhône, cours principal du piedmont, retrouve à la fin du Pliocène presque exactement le même tracé qu'à la fin du Miocène. Mais pour la première fois apparaît dans la région le réseau hydrographique lié à l'Isère, elle-même installée sur la génératrice méridienne du cône de déjection qu'elle venait d'édifier, au pied du Vercors.

Dès lors commence le creusement quaternaire, générateur au moins dans le piedmont néogène du réseau hydrographique et du relief actuels. Sauf le Rhône et les affluents de rive droite, dont le cours est très anciennement fixé, le réseau notamment dépendant de l'Isère est entièrement épigénique et différent du réseau messinien, car établi directement à partir de la surface de remblaiement pliocène. Le réseau messinien, fossilisé par les dépôts pliocènes, est alors recoupé par le réseau quaternaire, ce qui permet d'en suivre localement les traces.

Ce creusement atteint près de 120 m de profondeur avant d'être perturbé par les épisodes glaciaires et interglaciaires échelonnés du Donau au Würm, qui déterminent des accumulations et des creusements alternés. La résultante finale est un nouveau creusement d'amplitude comparable, soit au total un abaissement des talwegs d'environ 250 m depuis la fin du cycle pliocène. La région acquiert ainsi son relief caractéristique:

– dans la section épigénique du Rhône, un couloir étroit bordé de lambeaux étagés de terrasses;

– dans le Bas-Dauphiné, un réseau de dissection linéaire isolant collines et plateaux néogènes accompagnés, le long des cours principaux, de quelques niveaux de terrasses à l'approche du Rhône (Galaure) ou de l'Isère (Herbasse notamment);

– dans la plaine du confluent de l'Isère et du Rhône, un relief de terrasses étagées généralisé dont l'importance dans le paysage va décroissant avec l'ancienneté. Les plus étendues sont respectivement celles du Würm au centre, puis du Riss récent dans le Sud-Est de la feuille et enfin celles du Mindel avec la terrasse de l'Hermitage au Nord de Tain. Les niveaux les plus anciens n'occupent que des surfaces réduites et discontinues: Günz à Mercurol, Donau à l'Ouest de Veaunes. Quant aux niveaux post-wurmiens, ils sont relativement réduits surtout le long de l'Isère très encaissée. Ils ont été considérablement perturbés dans la vallée du Rhône par les aménagements hydroélectriques, de même que certains du Würm.

ÉVOLUTION PÉDOLOGIQUE

L'évolution des sols est sous la dépendance d'un certain nombre de facteurs du milieu qui prennent une importance plus ou moins grande selon les situations. Parmi ces facteurs on peut citer: le climat (ancien ou actuel), le temps (au sens de la durée d'application), la roche-mère, la topographie, la végétation, l'Homme. De ce point de vue, les formations géologiques de la feuille Tournon peuvent se diviser en deux groupes au sein desquels les conditions d'évolution et de genèse des sols paraissent essentiellement différentes: d'une part les formations quaternaires anciennes, d'autre part l'ensemble de toutes les autres formations régionales.

Type d'évolution des sols sur les formations quaternaires anciennes

Les apports fluviatiles qui se présentent sous forme de niveaux de terrasses plus ou moins régulièrement étagées et, à un moindre degré, les apports éoliens de type lœssique, ont été profondément marqués par l'empreinte des phénomènes d'altération et de pédogénèses quaternaires, d'ailleurs particulièrement bien conservés dans toute la moyenne vallée du Rhône (vieux sols ou paléosols). Dans ces cas, les pédogénèses actuelles qui peuvent se surimposer à ces processus anciens jouent, en général, un rôle négligeable.

Les études de cartographie pédologiques réalisées au cours des deux dernières années (M. Bornand, 1968, 1969, 1972; J.-P. Legros, 1970) ainsi que la caractérisation morphologique, physico-chimique et minéralogique des paléosols permettent d'esquisser les traits essentiels des évolutions pédogénétiques qui ont caractérisé cette période quaternaire.

A cet égard la feuille Tournon apparaît bien comme complémentaire de celle de Valence par les renseignements qu'elle apporte concernant la période anté-mindélienne dont les niveaux étaient assez mal représentés ou absents sur cette dernière.

Terrasses fluviatiles. Sur les matériaux caillouteux de composante rhodanienne les différents processus qui se sont cumulés transparaissent assez bien au travers des stades d'évolution qu'on peut successivement observer sur les principaux niveaux de terrasses.

Sur les matériaux post-wurmiens, l'évolution pédologique est faible à nulle avec simple début de décalcarisation et amorce peu nette des phénomènes de brunification.

Sur les matériaux wurmiens (terrasses des Chassis–les Saviaux), on observe le déclenchement des processus d'altération rubéfiante alors que les phénomènes de lessivage restent limités. La dissolution plus ou moins complète des éléments calcaires s'accompagne d'un début de fragilisation des galets cristallins. Les taux de libération du fer restent voisins de 60 % avec existence de formes de fer mal ou finement cristallisées.

Sur les matériaux du Quaternaire moyen on assiste au développement des processus d'altération rubéfiante, qui restent peu intense au Riss (terrasse de Bayanne–Saint-Marcel) mais deviennent très nets au Mindel (terrasse de Fouillouse) où ils s'accompagnent d'importants phénomènes de lessivage. La décalcarisation est complète et l'acidification progressive. L'altération des cristallins est nette et apparaissent d'importants phénomènes d'argilisation avec début de compactage au niveau des horizons B. Les taux de libération du fer passent à 70 %, puis 80 % avec existence de formes de fer micro-cristallines souvent liées aux argiles. Jusqu'à ces niveaux, sur le plan de la minéralogie des argiles, on assiste essentiellement à des phénomènes de transformation qui jouent aux dépens d'un matériel hérité (M. Bornand et H. Chamley, 1975) constitué essentiellement d'argiles de type 2/1, avec augmentation des teneurs en smectites gonflantes au sein des horizons B.

Sur les matériaux plus anciens (Günz), les processus d'altération rubéfiante ne progressent plus en intensité, mais ils sont relayés par des phénomènes de lessivage et de dégradation acide. Par contre les phénomènes d'argilisation qui se poursuivent encore aboutissent au colmatage des horizons B. Sur ces niveaux, morphologiquement isolés, les sols ont subi de fréquentes troncatures par érosion (par exemple sur la terrasse de Mercurol) de sorte que les profils sont rarement complets.

Enfin sur les matériaux villafranchiens ou pliocène supérieur (cailloutis des plateaux) l'accentuation des processus de dégradation est manifeste. L'acidification est poussée à l'extrême; les phénomènes de dérubéfaction atteignent le sommet des horizons B (phénomènes d'oxydo-réduction) et quelquefois intéressent la totalité des profils (sols jaunes des cailloutis des plateaux). La composition des associations argileuses reflète une différence nette avec celle des sols développés sur les autres niveaux: on observe une dominance d'argile de type 1/1 (argiles kaoliniques) qui

peut être imputée à des processus de néoformation, liée à une véritable pédogénèse villafranchienne ou peut-être à une pédogénèse antérieure (pliocène ou fini-miocène).

Sur l'ensemble de ces matériaux fluviatiles, ce sont donc les phénomènes de lessivage et d'altération rubéfiante de type fersiallitique qui ont joué le rôle dominant dans l'évolution pédologique. Par ailleurs, une altération dont l'agressivité est nettement plus marquée (jaunissement et kaolinisation) s'est conservée localement sur les plus vieux niveaux. Elle pourrait correspondre à une altération plus ancienne (pliocène ou peut-être fini-miocène).

Formation lœssiques. Sur les formations limoneuses éoliennes l'évolution pédologique observée est également en relation avec l'ancienneté des apports. Ainsi, de façon générale, l'intérêt chronologique de la séquence est moindre. En effet les processus rubéfiants sont bien moins exprimés et, en tout cas, mal conservés. Ce sont les phénomènes de lessivage qui impriment leur marque et imposent le type des différenciations des profils.

Sur les lœss d'apports ou de remaniements récents les phénomènes de rajeunissement sont toujours importants de sorte que l'évolution pédologique est pratiquement nulle ; la décalcarisation n'est même pas amorcée.

Sur les dépôts wurmiens les sols ne représentent pas une altération notable du matériau originel, la dissolution du calcaire est plus ou moins complète (lœss calcaires en voie de décarbonatation) et la lehmification se traduit par l'individualisation d'un horizon (B) à simple caractère structural pouvant être faiblement rubéfié (lœss de Larnage, Tain).

Les dépôts rissiens sont caractérisés par des phénomènes de lessivage plus nets qui se doublent de possibilités d'hydromorphie (lœss de Saint-Donat, Clérieux, Saint-Bardoux), mais le degré d'altération reste peu marqué, l'évolution minéralogique se traduisant par une simple ouverture des illites.

Enfin sur les dépôts anté-rissiens le lessivage et l'hydromorphie sont encore plus nets avec possibilité de dégradation plus ou moins poussée et argilification importante. Mais ces formations ne sont que rarement bien conservées et apparaissent très localement (secteurs situés au Nord-Ouest de Veaunes par exemple).

Types d'évolution des sols sur les autres formations

Pour tous les autres types de matériaux de la région, ce ne sont plus les paléoclimats ou les paléopédogénèses qui induisent l'évolution des sols ; le rôle dominant est dévolu aux facteurs récents. On présentera schématiquement quelques-unes des évolutions observées sur les principales formations géologiques régionales.

Cas des alluvions récentes. Sur ce type de matériau où *a priori* les possibilités d'évolution pédologique paraissent réduites compte tenu de la jeunesse des apports, on peut assister à des différenciations spectaculaires. Ce sont les conditions de drainage interne (composition granulométrique originelle) et externe (position morphologique, présence d'un substrat imperméable) qui entraînent la formation d'une nappe temporaire ou permanente et commandent directement la pédogénèse dans ces milieux. Ainsi, au sein de cette unité, en bordure du Rhône et de l'Isère, peuvent exister des sols plus ou moins fortement marqués par les phénomènes d'oxydo-réduction : sols faiblement hydromorphes à nappe temporaire (ou pseudogley des bordures de l'Herbasse et de la Bouterne), sols à nappe permanente (ou gley des bordures de la Veaune) avec accumulation possible de matière organique (niveaux tourbeux de la Veaune).

Cas des formations sédimentaires miocènes ou pliocènes. Sur les matériaux sablo-gréseux ou sableux du Miocène comme sur les argiles et marnes du Pliocène ce sont les conditions topographiques et géomorphologiques locales qui commandent l'importance des phénomènes d'érosion, et par suite les possibilités d'existence de condi-

tions propices à une évolution pédologique. En effet sur les pentes fortes et les ressauts, compte tenu du caractère particulièrement meuble de ces deux types de formations, les processus d'érosion l'emportent de beaucoup ; il existe des remaniements continuels par ablation ou par colluvionnement qui contribuent à rajeunir sans cesse les surfaces morphologiques, de sorte qu'aucun phénomène d'altération ne peut se produire. Par la suite les sols gardent des caractéristiques voisines de celles de la roche-mère, d'autant que la couverture végétale est loin d'être dense et continue.

Sur les replats ou sommets de collines (surfaces d'érosion souvent liées à d'anciens niveaux alluviaux) ou sur les pentes faibles, au contraire, les processus d'érosion sont limités et des possibilités d'altération sur place apparaissent. Ils se traduisent par de simples phénomènes de décalcarisation sur les matériaux marneux ou argileux, peu perméables, du Pliocène. Mais le lessivage est beaucoup plus net sur les matériaux sablo-gréseux perméables et filtrants. Sur ce dernier type de matériau, de vieilles altérations quaternaires ont même pu se conserver localement sous un manteau caillouteux (sols fossiles ou sols enfouis associés à une altération quaternaire mindélienne à Rozeron).

Cas du socle cristallin et des bordures orientales du Massif Central. Sur ces plateaux du moyen Vivarais, les différences de roches-mères (roches cristallines ou cristallophylliennes) ne jouent pas un rôle fondamental sur le sens ou l'intensité de la différenciation des sols (J.-P. Legros, 1975), mais elles n'entraînent que des nuances qui relèvent d'un niveau assez détaillé de la classification des sols (caractéristique texturale par exemple). Ce sont bien davantage les conditions topographiques et morphologiques ainsi que l'action de l'Homme qui sont responsables des variations évolutives les plus importantes. Dans ces régions on observe des gorges profondes qui entaillent le plateau et un rebord est qui retombe en abrupt sur la vallée du Rhône. Dans ces conditions où la dénivellation est importante et la pente considérable (30 à 60 %), ce sont évidemment les phénomènes d'érosion qui jouent le rôle essentiel dans l'évolution: la roche affleure presque partout, les sols sont jeunes ou inexistants. Le plateau lui-même est en fait formé par une série de vallonnements mous; ces buttes aux pentes douces sont le domaine d'une pédogénèse latérale, c'est-à-dire dominée par les redistributions de substances non pas au sein du profil pédologique mais d'un profil à l'autre suivant la pente. En sommet de buttes l'altération est faible, les sols sont du type rankers anthropiques; dans les dépressions l'altération est considérable et se traduit par une désagrégation de la roche et une arénisation, mais aussi par la formation d'un horizon B compact: les sols prennent une morphologie typique de sol lessivé à pseudogley, mais la différenciation du profil met en jeu des mécanismes de lessivage obliques.

OCCUPATION DU SOL

VALEUR AGRICOLE DES SOLS
TYPES DE CULTURES ET PROBLÈMES D'AMÉNAGEMENT

Si l'on tient compte de la lithologie et de la géomorphologie régionales, on peut distinguer, sur le territoire de la feuille Tournon, un certain nombre d'unités géographiques naturelles bien caractérisées: basses plaines alluviales, terrasses d'alluvions anciennes, recouvrements limoneux, collines sablo-gréseuses et molassiques, socle cristallin; à partir de ce canevas de base on peut schématiser les caractéristiques agricoles des sols et les principaux types de cultures associés, et essayer aussi de dégager quelques-unes des orientations d'aménagement et de mise en valeur spécifiques à chacune de ces unités (M. Bornand et *al.*, 1965 à 1971).

Basses plaines d'alluvions récentes. Les bordures du Rhône et de l'Isère sont occupées par des sols peu évolués (sols alluviaux calcaires), de texture moyenne, souvent profonds et riches, généralement sains et faciles à travailler, possédant une nappe profonde circulant dans les cailloutis sous-jacents. Les travaux de régularisation du fleuve et de canalisation corrélatifs à l'implantation des barrages hydro-électriques, en restreignant l'extension de ces terrains, a aussi permis d'éliminer le grave inconvénient lié aux risques de submersion. Domaine d'une agriculture intensive, céréalière mais aussi légumière et arboricole (pommiers, poiriers, abricotiers), surtout dans le voisinage des villages qui jalonnent la vallée, ces secteurs pourraient encore faire l'objet d'amélioration : restructuration foncière et remembrement qui permettraient la suppression des parcelles exiguës et une diminution du morcellement excessif, développement de l'irrigation qui est d'ailleurs largement amorcé depuis une dizaine d'années, recherche d'un meilleur équilibre minéral. Le long des vallées affluentes (Veaune, Herbasse, Bouterne, Chalon, Galaure) recreusées soit dans le substratum molassique soit dans les marnes pliocènes imperméables, les sols possèdent des caractéristiques texturales beaucoup plus variées et présentent fréquemment une nappe temporaire ou permanente qui commande directement l'évolution (sols alluviaux hydromorphes à pseudogley ou à gley et niveaux tourbeux, juxtaposés aux sols non engorgés). Dans ces conditions, le travail du sol est plus difficile, et les possibilités culturales plus limitées à l'origine peuvent être encore améliorées. Ces secteurs sont plutôt le domaine des peupleraies et des prairies associées aux cultures céréalières (blé, maïs, sorgho). La mise en valeur peut être axée sur deux objectifs essentiels : meilleur contrôle du niveau des nappes, ce qui supposé un aménagement et un recalibrage de certains émissaires principaux déjà pratiqués localement ; création d'un système de fossés fonctionnels ; maintien d'un bon niveau phospho-potassique en veillant à l'équilibre magnésien.

Plaines d'alluvions anciennes (terrasses et hauts plateaux). *Sur les basses et moyennes terrasses* se développent des paléosols rouges caillouteux qui correspondent aux premiers stades d'altération des alluvions anciennes à composante rhodanienne. Il s'agit de sols déjà décalcarisés, à caractère acide peu marqué et où les horizons B ne sont encore que peu ou faiblement argilifiés, de sorte qu'ils ne sont jamais colmatés. Dans la zone d'exploitation racinaire (horizons de surface et sommet de l'horizon B) ces sols sont secs, filtrants, pauvres en réserves minérales et à faibles réserves en eau. Compte tenu de ces caractéristiques les possibilités de cultures en sec restent limitées à la vigne et aux céréales avec rendement médiocre. Mais la bonne perméabilité confère à ces terrains une vocation arboricole indéniable. C'est pourquoi la culture des arbres à noyaux (pêchers en particulier) s'est largement développée depuis une dizaine d'années, d'autant que l'homogénéité topographique de ces milieux et la proximité des points d'eau a encore favorisé le développement de réseaux d'irrigation sous pression (pompages dans le Rhône et l'Isère), la technique de l'arrosage étant déjà implantée dans ces secteurs depuis de longues années (canal de la Bourne, 1880). Dans ces sols chauds, où la généralisation de l'irrigation a permis la suppression du facteur limitant essentiel, les efforts devraient être maintenant axés vers un élargissement de l'éventail des cultures (cultures florales, petits fruits, etc.) pour essayer d'échapper au risque grave de la monoculture, davantage soumise aux aléas économiques des marchés et à ceux des climats (gelées printanières assez fréquentes).

Sur les hauts niveaux de terrasses et sur les cailloutis des plateaux le caractère acide des sols s'accentue et les processus croissant d'argilisation entraînent un compactage puis un colmatage progressifs des horizons B. Avec des horizons de surface acides, désaturés et appauvris, et des horizons profonds imperméables et asphyxiants les sols de ces niveaux prennent évidemment des qualités culturales assez médiocres qui les amènent à souffrir à la fois des excès de sécheresse et des excès d'humidité. Ce qui explique qu'à côté des vignes, des cultures céréalières et des prairies, une large place soit encore consacrée aux bois (chênes, charmilles, châtaigniers, localement

hêtres). La mise en valeur de ces secteurs s'avère d'ailleurs délicate car elle exigerait à la fois la mise en place d'un système assurant un assainissement minimum (drainage localisé par tuyaux), et la réalisation de réseaux d'irrigation dont la rentabilité paraît assez douteuse compte tenu des difficultés d'accès (dispersion géographique, éloignement des points d'eau, fortes dénivellations). Ils doivent donc s'accommoder du maintien d'une agriculture traditionnelle.

Les recouvrements limoneux comprennent deux groupes de formations. *Sur les lœss d'apports récents et les formations remaniées* existent des sols limoneux, profonds et sains, bien exploités par l'activité racinaire sur l'ensemble du profil, l'horizon B étant faiblement différencié. Seule la teneur en calcaire peut constituer un facteur limitant pour certaines cultures. C'est le domaine des cultures céréalières à haut rendement pratiquées le plus souvent en sec; c'est aussi celui des abricotiers dans les secteurs bien exposés, à l'abri des gelées printanières (secteur Tain—Mercurol—Larnage), c'est encore celui des cultures légumières de plein champ lorsqu'existent des possibilités locales d'arrosage.

Sur les lœss plus anciens (rissiens ou antérieurs), les processus d'altération et de lessivage se conjuguent de sorte que des phénomènes de colmatage et d'engorgement apparaissent souvent dans les horizons B; ils sont d'autant plus marqués que l'épaisseur des formations éoliennes au-dessus des cailloutis est plus faible. Une nappe d'eau temporaire peut se créer et contribuer à réduire encore la tranche de sol exploitable par les plantes, ceci entraînant par ailleurs des difficultés sérieuses de travail du sol. Bien que le caractère acide de ces sols reste peu marqué, ils deviennent battants en surface, les possibilités culturales y sont limitées, leur qualité agricole diminue fortement. Des nécessités d'assainissement localisées existent donc (secteurs Clérieux—Saint-Bardoux—Saint-Donat). La mise en œuvre de ces aménagements permettrait d'augmenter les potentialités agricoles dans ces régions où dominent actuellement les prairies temporaires et les cultures céréalières.

Avec les collines sablo-gréseuses et molassiques on aborde des secteurs dont les sols présentent des caractéristiques beaucoup plus hétérogènes. Sur toutes les collines de pente moyenne à forte existent des sols d'érosion, peu épais et discontinus, domaine des bois et des taillis de chênes. En position de replat et de pente faible les processus d'érosion plus limités ont permis la conservation d'un manteau plus ou moins constant d'altération qui se présente sous forme d'un limon ou d'un sable argileux. Lui sont associés des sols de profondeur irrégulière, faciles à travailler, à faibles réserves en eau et en éléments minéraux et qui restent eux-mêmes assez sensibles à l'érosion. Ils correspondent à des zones de polyculture (céréales, vignes, pêchers, luzerne, maïs) où le développement des possibilités d'irrigation pourrait favoriser l'implantation d'une agriculture plus spécialisée et plus rémunératrice axée vers les cultures légumières de plein champ (asperges, poireaux, ail, oignons) et vers les pépinières.

Sur les formations cristallines de bordure du Massif Central les conditions topographiques locales associées au climat, à la végétation et à l'action de l'Homme, jouent le rôle fondamental pour l'évolution des sols (J.-P. Legros, 1975). Dans ce secteur des plateaux du moyen Vivarais (200 à 400 m d'altitude) on a en fait une succession de pentes faibles séparées par des gorges profondes, l'ensemble retombant sur le Rhône par un versant abrupt. Sur toutes les pentes fortes où le rocher affleure dominent les taillis et les maquis de chênes. Partout ailleurs on observe une succession ou toposéquence de sols et de cultures assez caractéristiques. Sur le sommet des buttes, points hauts où le granite occupe encore de vastes surfaces et où les sols sont caillouteux, superficiels, craignant la sécheresse, on ne trouve guère que des bois de pins sylvestres ou des pelouses sèches. Un peu plus bas sur les pentes moyennes, lorsque la profondeur du sol augmente un peu, des plantations sont possibles: vignes et aussi arbres fruitiers (pêchers, cerisiers) dont le rendement dépend de la pente et de la présence de pierres

en l'absence de possibilités d'irrigation. Plus bas encore, le sol prend une texture moins grossière et convient aux plantes sarclées, aux céréales et aux prairies artificielles. Enfin dans les bas-fonds humides aux sols limoneux, profonds mais présentant souvent une nappe en hiver, seules les prairies permanentes peuvent se maintenir. Cette situation est peu rentable sur le plan économique. Une mise en valeur hydro-agricole permettrait d'assurer une plus grande souplesse dans l'utilisation des terres. Mais compte tenu des caractéristiques du milieu on peut seulement envisager la réalisation de quelques lacs collinaires dans les sites les plus favorables, ce qui ne résoudrait pas le problème dans son ensemble mais permettrait de conserver un certain dynamisme à ces zones d'agriculture marginale, évitant d'accentuer le déséquilibre avec les zones de plaines déjà privilégiées par les conditions naturelles.

En résumé, les ressources agricoles de la région se répartissent en trois grandes catégories.

– ***Les cultures riches à tendance monoculturale :*** l'arboriculture et la vigne.

• *L'arboriculture* comprend essentiellement deux grands domaines :
  . les plantations de pêchers sur les terrasses caillouteuses de la plaine de Valence, principalement sur les niveaux du Würm (plaine des Chassis à l'Est de Tain) et du Riss (partie nord de la terrasse de Saint-Marcel-lès-Valence) ;
  . les plantations d'abricotiers sur le plateau lœssique de Crozes à Mercurol et dans la plaine alluviale actuelle du Rhône.

• *La vigne*, culture ancienne et célèbre de petite propriété en général, comprend trois domaines d'appellation contrôlée :
  . l'Hermitage, très restreint, qui s'étend en adret au-dessus de Tain sur un terroir d'arènes granitiques à l'Ouest et de colluvions caillouteuses à galets siliceux à l'Est ;
  . le Crozes–Hermitage, plus étendu sur les coteaux granitiques de Gervans, Crozes et Larnage, puis dans la plaine caillouteuse des Chassis où il grandit au détriment des pêchers ;
  . le Saint-Joseph sur l'escarpement rocheux cristallin qui domine le Rhône en aval de Tournon.

– ***La polyculture traditionnelle***, qui se poursuit dans deux secteurs très différents :

• *Sur le plateau du Vivarais où elle intègre céréaliculture, élevage et arboriculture* restreinte.

• Dans les collines molassiques bas-dauphinoises où elle ajoute à la céréaliculture quelques vergers de pêchers ou de pommiers et poiriers selon les sols, et des cultures plus riches d'asperge et de tabac.

– ***Les cultures maraîchères intensives*** qui se développent localement, en plein champ ou sous serre plastique, dans la moitié nord de la région près de Chanos et surtout dans la vallée de la Veaune (près de Chavannes) où elles jouissent d'une faveur croissante (poivron, tomate, asperge, salade, poireau, etc.).

VÉGÉTATION

Sur le territoire de la carte Tournon à 1/50 000 se rencontrent les dernières influences méditerranéennes sur la flore et la végétation. Le Chêne vert et son cortège d'espèces thermophiles *(Juniperus oxycedrus, Phillyrea media, Rhamnus alaternus, Jasminum fruticans, Pistacia terebinthus)* se situent uniquement sur les affleurements rocheux granitiques des petites vallées affluentes du Rhône: Doux, Duzon, Ozon, Iserand, Galaure...

Le Chêne pubescent, souvent en mélange avec le Pin sylvestre ou le Châtaignier, occupe une bande de 5 à 10 km de chaque côté de la vallée. Comme le Chêne vert, il ne forme que des taillis très maigres dans lesquels les arbres ne dépassent pas 3 à 4 m

de hauteur avec de nombreux arbustes *(Juniperus oxycedrus, Calluna vulgaris, Buxus sempervirens, Cytisus purgens...).*

La forêt de Chêne sessile avec ses différents faciès

- faciès à Chêne pubescent sur les molasses de la Drôme,
- faciès à Charme sur les poudingues de la rive gauche,
- faciès à Châtaignier sur le granite de la rive droite, occupe toute la surface restante.

La végétation est donc le reflet de l'influence du climat d'une part (partie centrale de la vallée plus chaude et plus sèche, plateaux ardéchois et collines de la Drôme plus frais et plus humides) et du sol d'autre part (molasses sableuses pauvres en eau et calcaires, poudingues facilement décarbonatés et frais, granites acides).

Bien entendu, les véritables forêts ne couvrent qu'une surface restreinte de la carte, environ 10 %. Pelouses, landes et cultures sont, elles, très étendues.

Aux forêts de Chêne pubescent et de Chêne vert correspondent, compte tenu du substrat généralement rocheux, de vastes zones abandonnées par l'agriculture et transformées en landes à Genêts *(Cytisus purgans, Sarothamnus scoparius).* Seuls subsistent sur les terrasses du Rhône des vergers et des vignes à fort rendement et de bonne qualité.

Sur le plateau ardéchois les zones abandonnées sont nombreuses aussi et l'espace cultivé n'est occupé pratiquement que par des prairies ou des pâturages.

Sur les collines de la Drôme l'agriculture est beaucoup plus diversifiée: céréaliculture, polyculture et prairies se partagent le territoire.

La basse vallée de l'Isère est une zone d'arboriculture et de céréaliculture où dominent le maïs et les vergers. L'irrigation favorise l'évolution de l'agriculture qui est cependant très menacée par l'extension des villes de Tain-l'Hermitage et de Romans.

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Le gisement de Curson, signalé par E. Chantre dès 1884, a été longtemps le seul à représenter le Paléolithique inférieur dans le bassin du Rhône. Son industrie se rattache nettement au groupe des industries sans bifaces (Clactonien récent au nouveau sens du terme) maintenant connues à différentes phases du Riss dans le sillon rhodanien (et la vallée de la Loire près de Roanne). Elle comprend de grands éclats en calcaire siliceux et d'autres en silex, plus réduits, faiblement retouchés; l'ensemble est intact, ni roulé, ni éolisé, et était associé à des restes d'un *Elephas* cf. *trogontherii* (Muséum de Lyon). Des choppers en quartzite pouvant appartenir à la même industrie ont été recueillis plus récemment à proximité des anciennes coupes. Le sédiment sableux encore adhérent à la surface d'un des éclats recueillis autrefois en coupe est un sable d'origine molassique repris lors du comblement de la vallée de la Veaune au cours d'une phase d'alluvionnement à rapporter au Riss probablement ancien. En 1948, on pouvait observer à proximité immédiate du gisement (alt. 170 m), dans la coupe d'une petite sablière, ce même sédiment régulièrement stratifié au sommet et nettement cryoturbé avec de nombreuses plicatures et ondulations sur 1 à 2 m d'épaisseur.

A une dizaine de kilomètres au Sud, les recherches de J.-E. Brochier (1975) ont permis de localiser au lieu-dit Chapouiller, légèrement en contre-haut des témoins de la terrasse dite de Fouillouse attribuée au Mindel, des outillages en quartzite (choppers, galets utilisés et rares bifaces) de type acheuléen incontestable mais d'âge un peu hypothétique. Deux séries d'après l'état d'usure (roulage, éolisation) et la patine ont été attribuées: I au Mindel, II à une phase comprise entre le Mindel et le Riss ancien. Selon la typologie des outillages en quartzite de la région il s'agirait d'Acheuléen moyen (I) et supérieur (II) donc d'âge un peu plus récent, respectivement Riss ancien et Riss supérieur.

On connaît du Paléolithique moyen dans le ferretto d'altération de la terrasse de Fouillouse (site découvert par F. Bourdier mais mal localisé), mais pas de Paléolithique supérieur ni d'industries plus récentes.

Sur le versant Ardèche de la vallée du Rhône, le dolmen de Chabot à Colombier-le-Jeune, en granite local, est isolé dans la région mais se rattache au groupe mégalithique de la fin du Néolithique connu plus au Sud (basse Ardèche et haute Loire).

DONNÉES GÉOTECHNIQUES

Glissements de terrain. Des mouvements de terrain peuvent s'observer dans différentes assises, en particulier dans les argiles pliocènes. C'est ainsi qu'à Larnage, le long de la route de Crozes entre le village et le ruisseau, des glissements fréquents mais de faible ampleur ont provoqué l'écroulement d'une maison, l'inclinaison et la fissuration d'un autre bâtiment. Les routes départementales construites sur les pentes argileuses sont fréquemment menacées :

– soit par des coulées de solifluxion entraînant des colluvions sus-jacentes, qui obstruent les chaussées et nécessitent la mise en place de murs de soutènement (route de Tain à Larnage et de Tain à Mercurol) ;

– soit par des glissements en masse qui déforment ou coupent les routes (par exemple D 163 à Larnage et aux Brouas, 2 km au Nord du village).

Des loupes de solifluxion et des niches d'arrachement peuvent également affecter les pentes argileuses trop fortes comme au Sud de Chantemerle et au Nord du lieu-dit Givodan.

Des éboulements consécutifs à des pluies prolongées se produisent aussi dans les lœss (plateau de Crozes à Mercurol), spécialement au niveau des chemins creux dont les douves s'écroulent et obstruent les chaussées (1946, 1968, 1970). Les poudingues des différents niveaux des terrasses du Riss et du Mindel sont également sensibles aux éboulements par déchaussement après de fortes pluies (éboulement de 1946 à Crozes).

Phénomènes d'érosion. La feuille Tournon se trouve dans la région-limite septentrionale des averses violentes de type méditerranéen. Aussi ne faut-il pas s'étonner que les processus d'érosion y soient exacerbés, spécialement dans les zones d'affleurement de terrains à faible résistance (lœss, argiles) lorsque, ces dernières années, l'extension de l'arboriculture a dénudé les sols.

Nous ne prendrons qu'un exemple, celui du plateau lœssique qui s'étend de Crozes à Mercurol. Les plantations en arbres fruitiers atteignent aujourd'hui 60 à 65 % de la surface totale du plateau. La dénudation des sols provoque, au moment des averses de fin d'été ou d'automne (100 à 200 mm), un ruissellement considérable encore accru par le revêtement généralisé des chemins creux qui suivent les talwegs (habituellement secs) taillés dans les lœss. Il en est résulté une érosion accélérée des sols lœssiques et des inondations particulièrement fréquentes (5 fois en 10 ans à Crozes) qui ont obligé à un certain nombre de travaux de protection (élargissement, approfondissement des fossés, etc.).

Ces phénomènes sont très atténués dans les régions molassiques car le sable y est plus perméable que le lœss et l'extension de l'arboriculture n'y est encore que médiocre.

En revanche les pays cristallins à l'Ouest de Tournon peuvent être le théâtre de violentes crues de type cévenol comme celle du Doux qui, fin août 1963, a submergé le camping de Tournon-les-Sables et imposé de grands travaux d'aménagement du lit majeur.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Trois domaines principaux peuvent être considérés relativement aux ressources en eau: les grandes vallées (Rhône, Isère), leurs plaines alluviales et leurs terrasses; les petites vallées du pays molassique; les formations molassiques elles-mêmes.

Dans les alluvions des plaines récentes du Rhône et de l'Isère et dans celles des basses et moyennes terrasses quaternaires circulent d'importantes nappes aquifères. Elles sont retenues par un substratum molassique miocène faiblement à moyennement imperméable, ou pliocène argileux franchement imperméable (perméabilité: environ 10^{-8} m/s). On peut les classer de la manière suivante :

- *les nappes des alluvions des plaines post-wurmiennes et actuelles* du Rhône et de l'Isère constituent les unités hydrogéologiques les plus importantes. Elles sont en relation (réalimentation) avec le niveau des deux grands cours d'eau. L'épaisseur moyenne de l'aquifère est de 10 à 15 m le long du Rhône, 5 à 7 m seulement le long de l'Isère. La perméabilité moyenne des alluvions est élevée ($6{,}3.\ 10^{-3}$ m/s) mais la qualité des eaux, acceptable pour la nappe du Rhône, est médiocre pour celle de l'Isère en raison de la pollution chimique (phénols) ;
- *les nappes des hautes terrasses wurmiennes* comprises entre l'Isère au Sud, le Rhône à l'Ouest et les collines molassiques bas-dauphinoises au Nord sont importantes et peuvent se subdiviser en deux secteurs: de Romans à l'Herbasse, puis de l'Herbasse au Rhône. La perméabilité moyenne est voisine de 4.10^{-3} m/s. L'épaisseur de l'aquifère varie de 5 à 10 m et même de 15 à 20 m localement, dans les sillons situés au Nord des deux secteurs considérés. Les conditions sanitaires sont probablement médiocres pour la partie orientale du secteur Romans–Herbasse en raison de l'extension de l'agglomération romanaise à la limite est de la feuille ;
- *la nappe de la moyenne terrasse rissienne* de Saint-Marcel-lès-Valence, dans l'angle sud-est de la feuille, est perchée et alimentée par les cônes de piedmont du Vercors (feuille Valence), et s'écoule vers le Sud-Ouest en direction du Rhône. La perméabilité des alluvions est en moyenne élevée (4 à 6.10^{-3} m/s) et l'épaisseur mouillée varie de 5 à 10 mètres ;
- *les nappes des hautes terrasses* de Crozes et du secteur de Mercurol sont perchées et d'importance réduite (Crozes) ou presque nulle (Mercurol).

Dans les alluvions des vallées drainant les collines molassiques (Herbasse, Bouterne, Galaure, etc.) circulent des nappes phréatiques d'importance médiocre. La perméabilité oscille de 2 à 3.10^{-3} m/s et l'épaisseur de l'aquifère est faible: 2 à 4 m seulement.

Dans les sables molassiques miocènes qui présentent une certaine perméabilité (5.10^{-6} à 5.10^{-5} m/s et jusqu'à 10^{-4} m/s pour certains niveaux locaux plus grossiers) circulent au contact de bancs consolidés plus ou moins imperméables de nappes d'importance moyenne; par exemple au Nord de Chavannes l'une d'elles, exploitée pour l'alimentation en eau potable de plusieurs communes, a probablement vu sa mise en place facilitée en aval par le colmatage argileux d'un talweg pré-pliocène qui remonte en direction de Marsaz.

Gîtes minéraux

Dénomination	Serves	Douévas	Larnage	Saint-Barthélémy le-Plain	Clauzel	Gourdy
N° d'archivage S.G.N.	794.2.4001	794.3.4001	794.3.4002	794.5.4001	794.5.4002	794.6.4001
Commune	Serves-sur-Rhône	Saint-Barthélémy de-Vals	Larnage	Saint-Barthélémy le-Plain	Colombier-le-Vieux	Plats
Coordonnées Lambert x y z	 796,1 318,9 +220	 798,6 320,5 +220	 798,5 314,4 +220	 790,1 309,9 +350		 793,8 306,8 +400
Substances et minéraux	Ba - Pb Barytine Galène	Sables kaoliniques (rapportés à l'Éocène inférieur)		Pb - Zn Quartz Barytine Calcite Blende (Ge, Ag) Galène Pyrite Chalcopyrite	Pb - Zn Galène Blende Quartz	F Fluorite Quartz
Forme du gîte Direction Pendage Puissance	Filon N 113°E 80 NE 0,2 – 0,8 m	Amas		Filons NW–SE NE–SW E–W	Filon	Filon N–S
Roche encaissante	Granite	Flanc oriental du massif cristallin de St Vallier		Schistes peu métamorphiques	Gneiss	Granite
Remarques	Blocs de fluorite à proximité du filon	Nombreuses exploitations		Concession (1892) Travaux de recherches sporadiques (1892-1945) Recherches BRGM (1958)		

Autres substances minérales

Quatre types de matériaux sont extraits en carrières dans la région :

— le granite jadis utilisé comme pierre de construction, en déclin depuis le début du siècle, mais dont les carrières ont été momentanément réactivées par les travaux de la C.N.R. notamment à l'Ouest de Glun et à Serves ;

— les sables miocènes meubles, utilisés à divers usages dans la construction, sont exploités en nombreuses carrières réparties dans les collines molassiques comme au Nord de Chantemerle ou plus encore à l'Est de Châteauneuf-sur-Isère ;

— les argiles bleues pliocènes ont été autrefois activement exploitées pour alimenter les nombreuses petites fabriques de poteries et de tuiles à Larnage, la Tuilière, Erôme, Ponsas. La plupart d'entre elles ont disparu et les carrières sont aujourd'hui abandonnées et impropres à l'observation, sauf quelques-unes plus ou moins visibles aux Meyzonniers (Ouest de Pont-de-l'Herbasse) et au Nord de Chanos-Curson ;

— enfin grâce à ses nombreuses terrasses alluviales, la région est riche en graviers exploités en carrières d'importance variable dont les principales sont localisées dans les niveaux wurmiens : la Mule-Blanche et Pont-de-l'Isère à l'Ouest, la Vanelle et l'Hopital-Vieux à l'Est.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES

Un itinéraire simple permet de faire le tour des principaux sites géologiques au départ de Larnage (Est de Tain-l'Hermitage).

A l'Ouest de Larnage, deux carrières superposées permettent d'observer le socle de granite porphyroïde de Tournon kaolinisé sur place, sans doute par des venues hydrothermales sur le trajet de la grande faille bordière du Massif Central. Le granite est totalement altéré, blanc, parfois blanc verdâtre, friable, et seuls les gros cristaux de feldspath orthose ou microcline, bien que fragilisés, conservent leur forme et une certaine dureté.

Un peu plus au Nord à Douvéas, des carrières creusées dans les sables et cailloutis blanchâtres de l'Éocène permettent de se faire une idée de l'altération considérable de ces formations. Une particularité qui vaut le détour est constituée par les quartzites éocènes des *Roches qui dansent* juste au-dessus des carrières, et apparemment issus de la consolidation inégale des sables blancs quartzeux sous-jacents. Leur dégagement par l'érosion les fait ressembler à certaines roches de la forêt de Fontainebleau.

Un peu plus au Nord, une carrière à proximité du cimetière de Saint-Barthélémy-de-Vals entame le faciès massif-centralien de la molasse,entièrement siliceux (arènes granitiques avec ou sans galets).

En se déplaçant vers le Sud-Est, on atteint deux sites remarquables du Pliocène : à Bren, 300 m à l'Est de l'église sur la route des Boffards, un magnifique banc d'Huîtres de près de 1 m d'épaisseur est recoupé par le talus de la route. C'est le témoin d'une des lignes de rivage de la mer pliocène baignant le continent miocène. Un peu plus loin, sous le hameau des Boffards, à l'Est, on peut voir le flanc sud d'une paléovallée messinienne creusée dans la molasse sableuse et comblée par des cailloutis grossiers à galets polygéniques et blocs de grès molassiques remaniés du Pliocène supérieur.

Enfin, en revenant vers Tain, on peut observer le faciès du Pliocène marin argileux à la carrière de Chanos-Curson et, remontant de Tain vers Larnage, la route recoupe les alluvions très hétérométriques de la terrasse de l'Hermitage (Mindel) : galets polygéniques et blocs de cristallin du Massif Central ayant jusqu'à 2 m de grand axe,

témoins des processus «glaciels» de l'époque. Au-dessus repose un banc de lœss durci de 20 à 30 cm d'épaisseur, plus ou moins discontinu, sur le paléosol rouge probablement interglaciaire Mindel–Riss. Enfin, en surface, s'étend le lœss récent de couleur jaune clair, très épais, qui empâte le plateau de Larnage et dans lequel, au niveau de Crozes, les habitants ont creusé de nombreuses caves.

De plus, on trouvera des renseignements géologiques et en particulier un itinéraire dans le *Guide géologique régional:* **Lyonnais, Vallée du Rhône,** par G. Demarcq, 1973, Masson et cie, éditeurs:

– itinéraire 10: *Le bassin du Bas-Dauphiné.*

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

BALLESIO R. (1972) – Étude stratigraphique du Pliocène rhodanien. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon,* n° 53.

BONNET A., BORNAND M. et MONJUVENT G. (1971) – Livret-guide de la tournée AFEQ dans la moyenne vallée du Rhône. *Pub. S.E.S.,* n° 161, École nat. sup. agro. Montpellier.

BORNAND M. (1972) – Étude pédologique de la moyenne vallée du Rhône. 1 vol., 250 p., livret ann., 60 p., carte pédologique à 1/100 000, imp. Louis-Jean, Gap.

BORNAND M. (1973) – Apport de l'étude des paléosols aux problèmes de chronologie quaternaire dans le bassin rhodanien. *Ann. sc. Univ. Besançon,* 3e série, Géol., fasc. 2, p. 15-19.

BORNAND M. et CHAMLEY H. (1975) – Observations sur la sédimentation argileuse du Miocène supérieur au Pléistocène dans la moyenne vallée du Rhône. *Bull. Gr. fr. Argiles,* t. 27, fasc. 2, p. 87-96.

BOURDIER F. (1961) – Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et préhistoire. 2 vol., éd. C.N.R.S., Paris.

BRAVARD Y. (1963) – Le Bas-Dauphiné. Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin. 1 vol. in 8°, éd. Allier, Grenoble.

BROCHIER J.-E. (1975) – La station acheuléenne de Chapouiller (Châteauneuf-sur-Isère; Drôme). *Bull. A.F.E.Q.,* n° 45, p. 31-41.

CHENEVOY M. (1960) – La série métamorphique du synclinal de Sarras et ses rapports avec le granite des Cévennes septentrionales. *C.R. Acad. Sci.,* t. 250, n° 12, p. 2234-2236.

CHENEVOY M. (1964) – Le massif cristallin du Mont Pilat (Massif Central): quelques problèmes et résultats. C.R. 89e Congr. nat. Soc. sav., Lyon, p. 131-142.

CHENEVOY M. (1973) – Les terrains cristallins du Vivarais: quelques problèmes et résultats. C.R. 98e Congr. nat. Soc. savantes, Saint-Etienne, I, p. 425-434.

CHENEVOY M., RAVIER J. (1963) – Mise en évidence d'accidents cassants dans la série cristallophyllienne du mont Pilat (Massif Central). *C.R. Acad. Sci.,* t. 256, p. 446-449.

CHENEVOY M., RAVIER J. (1966) — Les granites à muscovite du mont Pilat, Massif Central. *Bull. Soc. géol. France,* Paris, sér. 7, t. VIII, p. 133-149.

CHENEVOY M., RAVIER J. (1968) — Extension des séries cristallophylliennes à andalousite-cordiérite et à disthène-staurotide dans les Cévennes septentrionales et médianes. *Bull. Soc. géol. France,* (7), t. X, p. 613-617.

CHENEVOY M., RAVIER J. (1972) — Les grands ensembles cristallophylliens et granitiques du Massif Central français. C.R. 24e Congr. géol. int., Montréal, sect. 2, p. 123-134.

DAMIANI L. et TRAUTMAN F. (1968) — Les dépôts de kaolin français. XXIIIe congrès géologique international, vol. 15.

DEMARCQ G. (1970) — Étude stratigraphique du Miocène rhodanien. *Mém. B.R.G.M.,* n° 61.

DEMAY A. (1931) — Les nappes cévenoles. *Mém. expl. Carte géol. France,* 320 p., 33 fig., 3 pl., 3 cartes.

DEMAY A. (1942) — Microtectonique et tectonique profonde. *Mém. expl. Carte géol. Fr.,* 260 p., 19 pl.

DEMAY A. (1948) — Tectonique anté-stéphanienne du Massif Central. *Mém. expl. Carte géol. Fr.,* 260 p., 47 fig., 6 pl., 3 cartes.

GIGOUT M. (1969) — Recherches sur le Quaternaire du Bas-Dauphiné et du Rhône moyen. *Mém. B.R.G.M.,* n° 65.

LATREILLE G. (1969) — La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon,* n° 33.

LEGROS J.P. (1975) — Sols du plateau vivarais. 98e Congrès nat. Soc. sav., St-Etienne, t. 1, p. 255-257.

MANDIER P. (1969) — La vallée épigénique du Rhône d'Andance à Tournon et le contact du socle avec l'avant-pays molassique. *Rev. Géogr. Lyon,* n° 2, p. 117-168.

MANDIER P. (1973) — Quelques observations morphologiques sur les terrasses de la basse Isère. *Rev. Géog. Lyon,* n° 4, p. 343-354.

MONJUVENT G. (1969) — Essais morphologiques sur un piedmont alpin. I., la basse vallée de l'Isère. *Rev. Géogr. alp.,* t. LVII, fasc. 2, p. 233-275.

MONJUVENT G. (1974) — Formations quaternaires de la basse Isère (feuille Romans à 1/50 000). *Bull. B.R.G.M.,* 2e série, sect. I, n° 1, p. 15-35.

PELLETIER J. (1953) — La bordure orientale du Massif Central de Vienne à Tournon. *Rev. Géogr. Lyon,* n° 4, p. 359-368.

DOCUMENTS CONSULTÉS

BORNAND M. (1968) – Étude pédologique dans la vallée du Rhône. Confluent Rhône–Isère. Plaines de Valence et de Romans. *Pub. S.E.S.*, n° 85, 190 p. et carte des sols à 1/25 000 ; École nat. sup. agro. Montpellier.

BORNAND M. et GUYON A. (1969) – Étude pédologique dans la vallée du Rhône, Région de Tain–Albon–St-Sorlin–St-Donat (Drôme). *Pub. S.E.S.*, n° 106 et cartes des sols à 1/25 000, École nat. sup. agro. Montpellier.

LEGROS J.-P. (1970) – Étude pédologique des plateaux du moyen Vivarais. Région de Tournon–Annonay. *Pub. S.E.S.*, n° 126 et carte des sols à 1/25 000, École nat. sup. agro. Montpellier.

Carte géologique à 1/50 000

Feuille *Serrières* (1976), par M. Chenevoy, M. Lorenchet de Montjamont, N. Mongereau, B. Walter, R. Ballesio, L. David.

Feuille *Beaurepaire* (1976), par D. Fournier, G. Monjuvent.

Feuille *Romans* (1975), par G. Monjuvent, H. Arnaud, A. Arnaud-Vanneau.

Feuille *Valence* (1978), par D. Benckö, J.-J. Gros, M. Chenevoy, O. Horon, G. Monjuvent, P. Mandier, M. Bornand, M. Lorenchet de Montjamont.

Carte géologique à 1/80 000

Feuille *Saint-Étienne :*

1ère édition (1890), par Ch. Depéret, Fontannes, Lory, P. Termier.
2ème édition (1938), par A. Demay, Ch. Depéret, L. Doncieux.
3ème édition (1937), par A. Bonnet, M. Chenevoy.

Feuille *Valence :*

1ère édition (1898), par P. Termier, Munier-Chalmas, Ch. Depéret, G. Sayn, V. Pâquier, W. Kilian.
2ème édition (1948), par A. Demay, L. Doncieux, J. Goguel.
3ème édition (1970), par J.-P. Bassot, A. Pochitaloff, D. Fournié, G. Demaison, C. Germain, A. Bonnet.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000

Feuille *Avignon* (1964), coordination par F. Permingeat.

Feuille *Lyon* (1961), coordination par F. Permingeat.

Carte écologique à 1/50 000

Carte écologique de Tournon à 1/50 000. Étude préliminaire à l'aménagement, par M. Sillanolli.

Documents de cartographie écologique, XVIII, 1976.

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 ou encore au B.R.G.M., 6-8, rue Chasseloup Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

A. BAMBIER, ingénieur-géologue au B.R.G.M.
M. BORNAND, maître de recherche à l'I.N.R.A., Montpellier.
M. CHENEVOY, professeur à l'université Claude Bernard, Lyon.
J. COMBIER, maître de recherche au C.N.R.S., directeur de la circonscription des antiquités préhistoriques Rhône–Alpes.
J.-F. DEBROMEZ, maître assistant à l'université scientifique et médicale, Grenoble.
P. MANDIER, maître assistant à l'université de Lyon II.
G. MONJUVENT, maître de recherche au C.N.R.S., Institut Dolomieu, Grenoble.

Saint Lambert Imprimeur à Marseille
3ème trimestre 1979