

La présence de cailloutis calcaires implique aussi des versants qui puissent être producteurs de débris, sinon l'érosion serait uniquement la corrosion karstique. Quelle a été l'origine de cette production ? A l'Oligocène il y avait des reliefs vifs de failles ; plus tard aux époques glaciaires le gel et le dégel ont assuré l'alimentation des épanchages alluviaux. Mais à l'époque des Marnes de Bresse ?

V. — CONCLUSIONS

Au cours de la période étudiée l'histoire bressane se découpe en deux étapes bien distinctes :

1) La première appartient encore à l'histoire du **Fossé bressan**, à l'achèvement de son remplissage (Pliocène supérieur - Pléistocène inférieur).

2) La seconde est l'histoire de la **Plaine de la Saône** et des Dombes : un système fluvial s'est incisé selon un tracé proche de celui d'aujourd'hui et ses vicissitudes sont tributaires des avancées glaciaires alpines, jurassiennes et vosgiennes. Les premiers stades nous échappent faute de sédiments capables d'apporter une information et une datation (rien avant la Formation de Saint-Cosme que l'on tend actuellement à situer vers le Riss pour la Bresse moyenne et septentrionale).

Ces deux étapes sont étroitement liées à la genèse des formes du relief actuel, aussi bien dans la plaine que dans les plateaux et montagnes périphériques.

Pour l'une comme pour l'autre, sédiments et formes (c'est-à-dire les documents dont nous disposons aujourd'hui), ou si l'on préfère sédimentation et morphogenèse, ont été contrôlés :

1) Par la tectonique :

● Subsidence. — Au cours de la phase finale plio-pléistocène du remplissage bressan, la subsidence semble avoir été plus modérée et surtout plus homogène sur l'ensemble du bassin que lors de la phase oligocène, les divers segments du fossé ayant joué de façon moins indépendante : d'où cette nappe sédimentaire continue du nord au sud.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BERGERAT F. et CHOROWICZ J. (1980). — Étude des images Landsat de la zone transformante Rhin-Saône (France). *Geol. Rundschau*, Stuttgart, vol. 70, pp. 364-367.
- BONVALOT J., COUREL L. et SÉNAC Ph. (1984). — Étude sédimentologique du remplissage plio-pléistocène de la Bresse. *Géologie de la France*, n° 3, pp. 197-220.
- BRUNNACKER K., TOBIEN H. et von der BRELIE G. (1977). — Pliozän und Ältest pléistozän in der Bundesrepublik Deutschland. Ein Beitrag zur Neogen/Quartär Grenze. *Giornale di Geologia, Bologna*, (2) XLI, pp. 131-163.
- CAIRE A. (1963). — Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes. Livre P. Fallot t. II, *Mém. hors série Soc. géol. Fr.*, Paris, pp. 105-158.
- CAMPY M. (1982). — Le Quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique. Thèse Doctorat ès-Sciences, Univ. de Franche-Comté, Besançon, 575 p.
- CAMPY M. (1984). — L'incidence du Glaciaire jurassien et vosgien sur le remplissage de la Bresse du Nord. *Géologie de la France*, n° 3, pp. 241-250.
- DAVID L. (1967). — Formations glaciaires et fluvio-glaciaires de la région lyonnaise. *Doc. lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, n° 22, 159 p.
- FLEURY R. et FARJANEL G. (1984). — La Formation de Saint-Cosme dans la Bresse du Nord. *Géologie de la France* n° 3, pp. 221-230.
- FLEURY R. et MONJUVENT G. (1984). — Le glaciaire alpin et ses implications en Bresse. *Géologie de la France*, n° 3, pp. 231-240.

Le fait de l'existence du système de déjection Forêt de Chaux, dont la racine aussi est bien localisée et a été stable, implique un véritable cours d'eau important, l'Aar-Doubs, et va dans le même sens que les observations faites sur la bordure ouest. On peut donc conclure que le Complexe des Marnes de Bresse et le Complexe de couverture ont été alimentés par un réseau fluvial aux vallées déjà nettement incisées.

● Aire d'alimentation. — L'extension du bassin versant du piège sédimentaire bressan a varié en fonction du jeu tectonique des régions périphériques. Très stable du côté ouest, il a été, du côté est, coupé de son approvisionnement alpin par une certaine surrection du Jura externe. Aujourd'hui, le Doubs pénètre dans la plaine à l'altitude de 216 m ; le Rhin à son entrée dans le Fossé alsacien est aux environs de 230 m, il pourrait encore couler vers la Bresse.

● Érosions périphériques et fourniture de détritiques. — La mobilité, postérieure au paroxysme jurassien, semble au total s'être manifestée surtout par des soulèvements qui ont eu comme corollaire l'enfoncement, en plusieurs temps, des vallées amont dans les reliefs calcaires ou cristallins. Cet enfoncement semble bien être déjà sérieusement amorcé au temps du Complexe des Marnes de Bresse et expliquerait les apports détritiques d'origine proche (alors qu'aujourd'hui ils sont très réduits) et leur localisation.

2) Par le climat :

Si l'influence glaciaire est évidente, si les effets des climats périglaciaires sont tout aussi indiscutables sur les faunes, sur la fourniture de masses de graviers calcaires, on n'a cependant pas encore pu estimer toutes leurs conséquences et l'on est infiniment moins bien informé sur le rôle du climat aux époques moins rigoureuses : nature des altérations à l'origine des détritiques, intensité et distribution de la pluviosité avec toutes leurs incidences sur l'organisation et le régime de l'écoulement des eaux. Avec les moyens d'investigation actuels on devrait pouvoir avancer dans cette voie de recherche.

Étude sédimentologique du remplissage plio-pléistocène de la Bresse

Jacques Bonvalot*, Louis Courel* et Philippe Sénac*

Mots-clés : Roche clastique meuble, Marne, Pliocène sup., Pléistocène inf., Sédimentation fluviale, Sédimentation marécage, Minéral lourd Bresse

Résumé

L'étude sédimentologique du remplissage plio-pléistocène de la Bresse a permis, dans une première phase, de caractériser les formations dont les sondages ont contribué à préciser la géométrie. Dans une seconde étape, à partir de la connaissance des matériaux, en particulier de leur pétrographie et de l'enchaînement des paléoenvironnements dans l'espace et dans le temps, les formations retenues ont pu être regroupées en systèmes.

Le remplissage plio-pléistocène commence par le Complexe des Marnes de Bresse. De puissants cours d'eau issus du domaine alpin arrivent par le nord et le sud. A proximité de leur débouché, ils abandonnent des cailloutis alors que les éléments fins envahissent le fossé bressan. Les matériaux alpins constituent la masse principale des sédiments accumulés à cette époque.

Après un arrêt de sédimentation, de nouveaux matériaux dont les éléments originaires des plateaux environnants se surimposent aux apports alpins, s'étalent largement en Bresse. Ce système ou Complexe de couverture, peu épais (moins de 30 m), débordant au-delà de l'aire d'extension du Complexe des Marnes de Bresse, semble être en liaison avec un épisode climatique froid.

Une longue période d'érosion débute alors, au cours de laquelle s'installent les moraines externes avec des systèmes fluvio-glaciaires et un lac proglaciaire en Bresse du Sud. Puis un réseau fluvial préfigurant celui de la Saône actuelle se dessine, par lequel transitent les sables et graviers de la Formation de Saint-Cosme.

INTRODUCTION

Cette contribution à l'étude du remplissage bressan concerne principalement la Bresse du Nord. Elle se limite aux formations plio-pléistocènes, depuis les premiers dépôts recouvrant l'Oligocène jusqu'à la Formation de Saint-Cosme dont l'histoire n'est qu'ébauchée. Elle s'attache essentiellement à la reconstitution de la dynamique de systèmes sédimentaires dont l'individualisation est parfois problématique, la pétrographie ayant apporté les arguments les plus positifs. Un tel travail a bénéficié du soutien de cartographes, en particulier : R. Fleury, L. Clozier,

* Institut des sciences de la Terre de l'Université de Dijon, LA CNRS n° 157, 6, Bd Gabriel, 21100 Dijon (France).

Abstract

Sedimentological studies carried out on core samples from drill holes which explored the Bresse Pliocene-Pleistocene fill enabled stratigraphic rock units to be defined. Once their lithology, in particular their petrology, had been identified with the appropriate palaeoenvironment, the rock units were grouped in stratigraphic units.

The base of the Pliocene-Pleistocene fill is occupied by the Bresse Marl complex. Turbulent streams flowing from the north and south, originated in the Alps. Gravel was deposited near their outlets, whilst the fine elements were transported into the Bresse trough. Alpine material is the main constituent of sediments accumulated at this period.

After a pause in sedimentation, the alpine elements at Bresse were covered by new material, whose elements originated from the surrounding uplands. These widespread overlying beds are less than 30 m thick, and extend beyond the Bresse Marl, they seem to be associated with a colder climatic episode.

A long period of erosion commenced during which outer moraines, with fluvio-glacial systems, and proglacial lakes formed in the southern Bresse region. Then a drainage network foreshadowing that of the present Saône took shape, that transported the sand and gravel of the Saint-Cosme formation.

Y. Kerrien, A. Clair, M. Campy et a profité d'une confrontation, au fil des déterminations, avec les données paléontologiques. Il s'appuie sur 4 thèses de 3^e cycle [J. Bonvalot, 1974 ; J. Teste, 1977 ; F. Zanon, 1978 ; P. Sénac, 1981] et de nombreux rapports d'étudiants de l'Université de Dijon.

Les premiers dépôts plio-quaternaires reposent normalement sur les marnes ou calcaires oligocènes mais les débordent localement pour recouvrir le Jurassique ; c'est le cas en particulier sur le horst du massif de la Serre et dans la région tournugeoise.

F. Delafond et C. Depéret [1893] avaient déjà remarqué que le remplissage plio-quaternaire était caractérisé sur les marges par des matériaux grossiers tandis que la partie centrale était

avant tout composée de sables et de marnes : les Marnes de Bresse. Les rapports réels entre complexes de bordure et éléments fins du centre, n'ont été élucidés que ces dernières années, à la suite des travaux sédimentologiques développés dans ce travail.

I. — LE COMPLEXE DES MARNES DE BRESSE EN BRESSE DU NORD

I.1. — Définition

Dans des essais paléogéographiques préliminaires, J. Bonvalot [1974] et J. Bonvalot, L. Courel et F. Seddoh [1974], ont proposé une filiation directe entre les Cailloutis de la Forêt de Chaux, matériaux fluviatiles d'origine alpine, apportés par l'Aar-Doubs [M. Dreyfuss, N. Théobald et J. Thiébaud, 1962] et la masse principale des dépôts fins du centre de la Bresse. Les particules argilo-silteuses seraient ainsi les équivalents distaux des éléments grossiers restés en bordure. A la même époque, il y a eu d'autres apports, d'origine occidentale, dans le fossé bressan mais en quantité beaucoup plus faible.

En accord avec les données chronologiques, différents systèmes sédimentaires : le Système oriental ou Système de la Forêt de Chaux, les Systèmes de bordure occidentaux, les Marnes de Bresse, ont pu être regroupés par leur lithologie et leur géométrie en un vaste complexe : le Complexe des Marnes de Bresse.

I.1.1. — Système oriental ou Système de la Forêt de Chaux

Le Système de la Forêt de Chaux constitue un grand ensemble fluvio-lacustre dont l'origine a été retrouvée en amont dans le Sundgau [sud du fossé rhénan ; J. Bonvalot, 1974]. Après avoir cheminé en avant du front du Jura, le système s'est étalé à son arrivée dans la Bresse au niveau de la Forêt de Chaux, au sud de Dole. Les Cailloutis de la Forêt de Chaux correspondent à un vaste éventail torrentiel, se prolongeant vers l'aval, en s'élargissant et abandonnant des sables et des éléments plus fins. Il s'est divisé en bras principaux plus ou moins nettement individualisés qui, après un parcours essentiellement subaérien, ont débouché dans des zones marécageuses à l'ouest et au sud, aucun dépôt lacustre n'ayant été trouvé au nord de la vallée de la Reyssouze. Ainsi se sont mis en place les Sables de Foulenay, les Sables de Neublans et les Sables du Bois de la Vairve, des argilites silteuses représentant le terme ultime, fluvio-palustre à palustre : les Marnes de Bresse (fig. 1).

a) Cailloutis de la Forêt de Chaux.

En Forêt de Chaux, dans les gravières et autres affleurements, deux niveaux de galets à matrice sablo-argileuse peuvent être distingués [L. Glangeaud, 1949 ; J. Bonvalot, 1974 et 1977]. Les analyses pétrographiques ont montré que seuls les cailloutis de base appartiennent au Complexe des Marnes de Bresse. Nous leur réservons le terme de Cailloutis de la Forêt de Chaux. Les cailloutis supérieurs font partie du Complexe de

Les formations antérieures à celle de Saint-Cosme se disposent assez clairement en deux grands ensembles qui seront traités successivement : le Complexe des Marnes de Bresse et le Complexe de couverture.

couverture nord bressan et sont désignés sous le nom de Cailloutis de la Forêt d'Arne.

Les Cailloutis de la Forêt de Chaux sont constitués par des galets emballés dans une matrice sablo-argileuse. La taille des galets, l'importance de la matrice sont variables. Des niveaux fins peuvent s'intercaler dans les cailloutis.

Les Cailloutis de la Forêt de Chaux se trouvent dans un domaine limité au nord-ouest par le massif de la Serre et, à l'est par le Jura ; vers le sud, ils ne dépassent pas l'Orain. D'après l'analyse des sondages, il apparaît que la surface du mur est assez irrégulière. La base se situe entre 150 et 200 m, avec des cotes plus élevées en amont de Dole (221 m au sondage 528-6-6). Une zone basse se dessine à proximité du confluent du Doubs et de la Loue, entre Villette-lès-Dole (96 m au sondage 528-6-6) et Gevry (85 m au sondage 528-5-19). Une telle irrégularité relève en partie d'un effet de surreusement aussi de causes structurales telle qu'un éventuel ombilic de subsidence [Y. Kerrien, 1979]. La limite supérieure est comprise entre 180 et 240 m. Elle s'abaisse régulièrement d'amont en aval et de la bordure du Jura vers la Bresse. Cette légère inclinaison a sans doute pour origine, au moins partielle, la pente naturelle lors du dépôt. Dans l'ensemble, les Cailloutis de la Forêt de Chaux forment un éventail dont le maximum d'épaisseur se situe dans la région de Villette-lès-Dole (plus de 140 m près de Rahon) s'amincissant sur les bordures et vers l'aval où, au sud de l'Orain, les galets sont dispersés dans les Sables de Foulenay.

b) Sables de Foulenay

Au pied du Jura, de la vallée de l'Orain jusqu'au-delà de Montrevel, affleure un grand ensemble sableux décrit par les auteurs sous le nom de Sables de Condal, qui paraît alimenté par le nord et, probablement aussi, par le sud. Dans cet ensemble sableux nous distinguons un sous-ensemble directement relié aux Cailloutis de la Forêt de Chaux, dont il serait un équivalent aval, que nous appelons les Sables de Foulenay.

Les Sables de Foulenay correspondent, au sud de la Forêt de Chaux, à des graviers alternant avec des sables, généralement fins à moyens, chargés de 10 à 30 % de lutites. Ils reposent sur des marnes à une cote moyenne de 180 à 190 m. Ils sont également limités à l'ouest par les Marnes de Bresse dont ils représenteraient un faciès latéral. La partie supérieure de la formation est marquée par des marnes, parfois ligniteuses, alternant avec des sables fins. La cote du toit est assez régu-

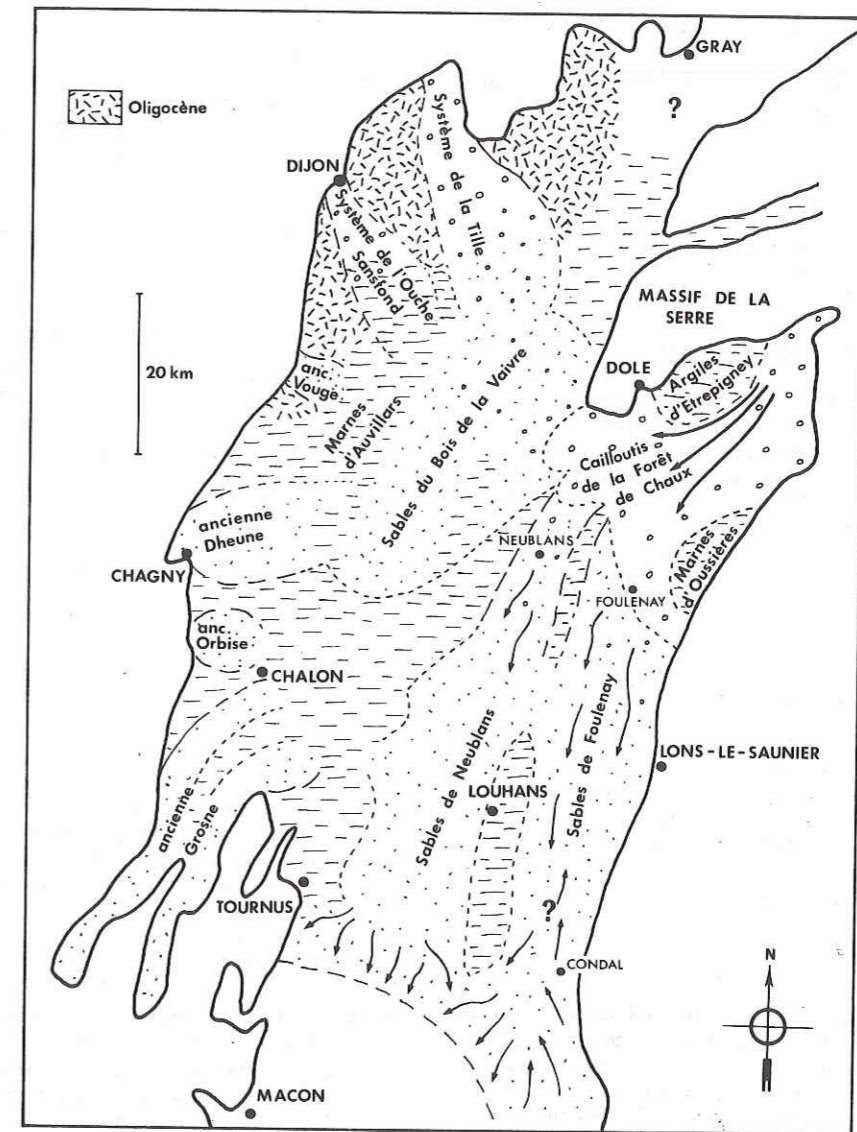


FIG. 1. — Le Complexe des Marnes de Bresse en Bresse du Nord et moyenne.

lière, entre 205 et 210 m. En amont, dans la région d'Aumont, des cotes de l'ordre de 220 m ont été notées, faisant transition avec les altitudes, franchement plus élevées, du toit des Cailloutis de la Forêt de Chaux (jusqu'à 240 m). La puissance des Sables de Foulenay peut dépasser 40 m (sondage de Foulenay P05 555-6-132).

c) Sables de Neublans

Un ensemble de sables fins à très fins avec des niveaux de galets à la base, s'individualise au sein des Marnes de Bresse, au sud-ouest de la Forêt de Chaux. Il forme une langue sableuse, étroite au nord, qui va en s'élargissant progressivement vers le sud. A l'ouest et à l'est, les sables passent latéralement aux marnes, de même qu'à leur base, chaque fois qu'elle est

observable. La distinction pétrographique d'avec les Sables de Foulenay peut être faite par la plus forte teneur en lutites de ces derniers.

La base des Sables de Neublans se trouve à des cotes relativement variables, de 199 m à Bellevesvre (BE), à moins de 158,5 m à Mervans (580-2-2, base non connue). Le toit a des valeurs comprises entre 190 et 200 m. L'épaisseur de la formation peut atteindre une trentaine de mètres (29 m à Sens-sur-Seille, y compris 8 m de marnes interstratifiées 580-4-1003).

A l'est et au sud de Tournus affleurent des sables, désignés sous le nom de Sables de Ternant, qui se situent dans le prolongement du grand corps sableux des Sables de Neublans auxquels ils peuvent être rattachés. La base des Sables de Ternant est comprise entre 130 m au sondage de Pont-de-Vaux

(625-3-13) et 200 m au sondage de Romenay (603-5-1001). La cote du toit, le plus souvent, est voisine de 200 m mais peut atteindre 215 m à Saint-Trivier-de-Courtes (603-5-9). La puissance varie de quelques mètres à 25 m au sondage de Saint-Bénigne Ternant (S n° 6).

d) Sables du Bois de la Vaivre

Depuis la bordure ouest du massif de la Serre jusqu'au-delà de la vallée de la Saône, entre Longchamp au nord et Verdun-sur-le-Doubs au sud, des passées sableuses importantes sont interstratifiées dans des argilites silteuses de type Marnes de Bresse. Il s'agit de sables à quelques galets pour les échantillons les plus grossiers et de siltites pour les plus fins, avec un affinement progressif vers l'ouest et le nord-ouest. Les corps sableux ne peuvent se corrélés d'un affleurement ou d'un sondage à l'autre ; aucun ne semble prépondérant. Ils se disposent globalement en un éventail, largement ouvert, dont l'origine se situerait en limite des Cailloutis, de la Forêt de Chau. Les cotes les plus basses relevées sont entre 175 et 180 m, le mur n'étant pas encore atteint. Les cotes les plus élevées sont à 216 m. L'épaisseur est de l'ordre de 10 m. Les Sables du Bois de la Vaivre sont surmontés, sauf près de Sampans, par le Complexe de couverture nord bressan.

I.1.2.— Systèmes de bordure occidentaux

La majeure partie des matériaux du remplissage de la Bresse du Nord vient de l'est et se rapporte au Système de la Forêt de Chau. A l'ouest, des éléments essentiellement calcaires ont transité par les anciennes vallées de la Tille, de l'Ouche-Sansfond, du Meuzin et de la Vouge, et des éléments granitiques et calcaires par celles de la Dheune et de l'Orbise. Ces systèmes de bordure occidentaux seront présentés du nord vers le sud.

a) Système de la Tille

Un ensemble détritique, allongé suivant l'axe de l'actuelle vallée de la Tille, a été suivi du nord de Cessey-sur-Tille à une dizaine de km de la Saône. Les matériaux, grossiers en amont (galets pouvant atteindre 15 cm), passent progressivement, en aval, à des siltites et des siltites argileuses. De bas en haut, il y a de même une évolution granulométrique ; les galets, essentiellement calcaires, sont fréquents à la base tandis que la série s'affine vers le toit.

Le Système de la Tille repose partout sur l'Oligocène qui semble former une gouttière synclinale nord-sud [structuration miocène, P. Rat, 1976], dans laquelle s'est emboîté l'ensemble détritique, dont l'écoulement a ainsi été dirigé vers le sud. Dans l'axe de la gouttière, la base est à 180 m en amont et à 120 m en aval. Sur les bords elle se relève pour être à plus de 200 m en amont. Les cotes du toit sont plus régulières, de l'ordre de 200 m, avec une valeur maximale à la butte de Tart : 215 m (500-6). L'épaisseur est plus importante dans l'axe du chenal où elle augmente d'amont en aval, pour parvenir à 64 m à Champdôtres (SR 11).

b) Système de l'Ouche-Sansfond

Le Système de l'Ouche-Sansfond forme un ensemble détritique, allongé du nord-ouest vers le sud-est, de la bordure vers le centre de la Bresse, suivant l'axe de la vallée actuelle du Sansfond.

Il est constitué par des galets calcaires en amont, dont la taille diminue vers le haut et l'aval, où les siltites argileuses dominent. Il remplit une gouttière étroite, emboîtée dans les marnes oligocènes, dont l'axe plonge vers le sud-est. La base, située à la cote 186 m en amont, au niveau de Marsannay (M5), s'abaisse jusqu'à 148 m à Barges (SR 9). La cote du toit est plus difficile à apprécier car le Système de l'Ouche-Sansfond est recouvert par le Complexe de couverture nord bressan, représenté ici par les Gravieres de Perrigny éventuellement ravinants. Quoi qu'il en soit, l'ensemble augmente d'épaisseur d'amont en aval (64 m à Barges au sondage SR 9).

c) Autres systèmes de bordure occidentaux

De petits systèmes, issus de la Côte bourguignonne, ont apporté en Bresse des matériaux graveleux et sableux qu'ils ont déposés sur les marges.

Dans la partie septentrionale, par les anciennes vallées du Meuzin, de la Lauve et du Rhoin, sont venus des éléments calcaires. Plus au sud, des corps sableux, essentiellement siliceux, sont interstratifiés dans les Marnes de Bresse au débouché des vallées actuelles de la Dheune, de l'Orbise et de la Grosne.

I.1.3.— Marnes de Bresse

a) Marnes de Bresse

Le terme de Marnes de Bresse recouvre tout un ensemble de véritables marnes, plus développées au centre de la Bresse, auxquelles s'ajoutent des sables argileux, des siltites argileuses ou des argilites silteuses.

Les faciès Marnes de Bresse, peu chargés en sables, sont bien représentés entre Seurre, à l'ouest des Sables de Neublans, et Chalons-sur-Saône [Marnes d'Auvillars de F. Delafond et C. Depéret, 1893]. Plus au nord, les interstratifications sableuses des Sables du Bois de la Vaivre sont assez développées. Plus au sud, le relèvement du socle au niveau de Tournus et les faciès sableux des Sables de Foulenay ou de Neublans limitent l'extension des marnes. Vers l'ouest, les Marnes de Bresse atteignent la Côte bourguignonne, avec des interruptions locales au niveau des systèmes bordiers occidentaux peu étendus.

La base des Marnes de Bresse n'est pas bien connue du fait du petit nombre de sondages qui l'ont atteinte. Bien que la partie supérieure ait été érodée sur une bonne part de la Bresse du Nord par la Formation de Saint-Cosme, il est possible de situer la cote du sommet. Dans la partie centrale, il se trouve entre 215 et 220 m, vers les bordures il remonte (autour de 240 m) pour se raccorder avec le sommet des formations plus grossières marginales. Compte tenu des incertitudes dans la base, la puissance des Marnes de Bresse est mal connue. Il est toutefois à noter un épaississement apparent des bordures vers le centre, au moins entre Beaune et Tournus. Parmi les épaisseurs les plus importantes mesurées, on peut citer, plus de 300 m à Argilly.

b) Argiles d'Etrepigny et Marnes d'Oussières

• Argiles d'Etrepigny

Dans la partie NNW de la Forêt de Chau, des argilites et des siltites, riches en débris végétaux, épaisses d'une douzaine de mètres au maximum, se trouvent entre les Cailloutis de la Forêt de Chau qu'elles peuvent déborder et les Cailloutis de la Forêt d'Arne. Elles occupent un domaine dont la base est à 235 m au sud et à l'ouest, s'abaissant à 217 m en rive gauche du Doubs [Y. Kerrien, 1979].

• Marnes d'Oussières

A proximité de la bordure orientale de la Bresse, dans la région d'Oussières et de Tassenières, les Cailloutis de la Forêt de Chau ou les Sables de Foulenay sont surmontés par des dépôts fins. Pour l'essentiel, ce sont des siltites sableuses à interstratifications de sables argileux et de lignite. La base des Marnes d'Oussières se situe entre 215 et 230 m et, le toit, vers 240 m.

I.2.— Age

Les galets du Système oriental de la Bresse du Nord ont tous plexe des Marnes de Bresse figurent dans les publications de J. Chaline [1984], J.-J. Puisségur [1984], et dans le tableau synthétique [J. Bonvalot et al., 1984]. Nous pouvons en retenir que toutes les formations paraissent se situer du Reuvérien au Tiglien et qu'elles semblent, au moins en partie, contemporaines. Les systèmes sédimentaires se sont peut-être partiellement relayés, certains, comme la base des Sables de Foulenay, ayant pu être plus précoces mais se trouvent dans une même tranche de temps globale.

I.3.— Données pétrographiques

I.3.1.— Le Système oriental, son origine alpine

Les premières indications sur l'origine des matériaux s'appuient sur l'étude des variétés pétrographiques des galets. La

reconnaissance de la présence de radiolarite en Bresse, roche inconnue dans la Forêt Noire et les Vosges, implique qu'une partie des éléments sont issus des Alpes [L. Rollier, 1907].

a) Les galets

Les galets du système oriental de la Bresse du Nord ont tous transité par la Forêt de Chau. Les lits de cailloutis trouvés dans les Sables de Foulenay, les Sables de Neublans et les Sables du Bois de la Vaivre, présentent les mêmes variétés pétrographiques que les Cailloutis de la Forêt de Chau.

La plupart des affleurements montrent des matériaux qui ont subi une intense pédogénèse acide, éliminant la fraction carbonatée et rendant certaines roches fragiles, difficilement reconnaissables sur le terrain. Les quartzites représentent près des trois quarts des galets, les quartzites foncés étant les plus abondants. Les galets de quartz, essentiellement de quartz carié, correspondent à plus de 13 % ; ils sont particulièrement fréquents parmi les galets de petite taille. Les chailles, très fragiles, peuvent constituer jusqu'à 7 % des galets. Les radiolarites sont surtout des jaspes (1,5 à plus de 7 %). Les roches éruptives qui atteignent 19,4 % à Riespach, dans le Sundgau, ne forment que 9 % des Cailloutis de la Forêt de Chau (tabl. I).

En sondage, les galets carbonatés peuvent représenter 40 % [J.-J. Collin, 1968]. Les variétés pétrographiques comprenant des carbonates, sont des grès à ciment calcaire et des calcaires de teinte sombre dominante.

TABLEAU I. — Nature pétrographique des galets des Cailloutis du Sundgau et des Cailloutis de la Forêt de Chau. Pour chaque affleurement, les pourcentages donnés portent sur plus de 300 galets de diamètre supérieur à 4Φ (16 mm) prélevés de façon aléatoire sur le front de taille de la gravière.

FORMATIONS	CAILLOUTIS DU SUNDGAU		CAILLOUTIS DE LA FORET DE CHAUX	
	Altkirsch RIESPACH (67)	Delle FAVEROIS (90)	Dole OUR (39) Route forestière Huffel	Poligny RAHON (39) Notre-Dame du Bois
Grès feldspathiques			0,4	0,6
Quartzites clairs	47,3	26,3	22,7	28,5
Quartzites foncés	23,3	47,3	39,5	49,9
Jaspes	0,4	1,8	7,6	1,5
Lydiennes		0,9		0,3
Chailles	3,5	3,6	7,1	1,5
Quartz	6,2	5,4	13,5	14,2
Granites à grain moyen	16,3	10,3	5,9	2,1
Granites à grain fin	1,9	3,6		0,3
Rhyolites	1,2	0,9	3,3	1,2

R. Douvillé [1913-1914] a montré que les jaspes des Cailloutis de la Forêt de Chau et, par là, du Système de la Forêt de Chau, sont indifférenciables de ceux du Tessin, de l'Engadine et des Grisons. Les Alpes, directement ou indirectement par les formations molassiques périalpines, ont été en mesure de fournir les éléments très variés du groupe des rudites des Cailloutis de la Forêt de Chau.

b) Cortège minéralogique lourd de la fraction sableuse

Le cortège minéralogique lourd de la fraction sableuse des Cailloutis de la Forêt de Chau, se caractérise par des teneurs élevées en grenat, épidotes et amphiboles et par la présence de glaucophane et de chloritoïde.

I.3.2. — Les Systèmes de bordure occidentaux, leur origine locale.

L'importance relative des apports en Bresse du Nord, par les Systèmes de bordure occidentaux, s'est avérée très limitée.

a) Galets

L'arrière-pays de la bordure occidentale de la partie septentrionale de la Bresse, jusqu'au nord de Chagny, est constitué par des plateaux jurassiques et il en était sans doute de même au Pliocène supérieur. De ce fait, les galets apportés par les cours d'eau issus de ces marges, sont essentiellement calcaires. Ils occupent les gouttières de la Tille de l'Ouche-Sansfond et des anciennes vallées, de moindre importance, celles de la Vouge, du Meuzin, de la Lauve et du Rhoïn.

Plus au sud, au droit des vallées actuelles de la Dheune, de l'Orbise et de la Grosne, il n'est pas connu d'éléments grossiers, à la même époque.

b) Cortèges minéralogiques lourds de la fraction sableuse

Deux cortèges minéralogiques lourds ont été identifiés.

— Cortège riche en minéraux de métamorphisme général et en minéraux très résistants.

La description du cortège est faite à partir de l'analyse de l'échantillon prélevé dans le sondage de Pluvet (SR 8), caractérisant les niveaux de 162,50 à 163,50 m (tabl. III). La staurotide représente, à elle seule, plus de la moitié des minéraux transparents. Deux autres minéraux de métamorphisme général ont de faibles teneurs : le disthène (1,6 %) et l'andalousite (0,5 %). Le zircon est abondant (37,0 %). Les oxydes de titane, la tourmaline, les épidotes, les amphiboles, sont présents à l'état de traces.

Des associations similaires ont été signalées, dans la région, dans des dépôts détritiques oligocènes [S. Duplaix, S. Guillaume et A. Lefavrais-Raymond, 1965], les sables et argiles du Crétacé étant la principale source des minéraux lourds.

Ce cortège se rencontre dans les matériaux du Système de la Tille.

— Cortège caractérisé par la présence de sphène en forte teneur associé à des minéraux de métamorphisme général et des minéraux très résistants.

Les teneurs en sphène sont comprises entre 10 et plus de 75 % de la fraction lourde transparente. Les autres minéraux, bien représentés, sont le zircon et la tourmaline. La staurotide, le grenat, le disthène, les oxydes de titane, l'andalousite ont des teneurs faibles (tabl. III, Perrigny-lès-Dijon 216,20 m. Gevrey-Chambertin 212,50 m, Gilly-lès-Cîteaux 214,00 m).

Le sphène est de couleur jaune miel avec des faces (111) bien développées. Son origine d'après des arguments sédimentologiques, en particulier la taille des cristaux très largement supérieure au grain moyen de la roche, a pu, dans un premier temps, être interprétée comme néogénétique [J. Bonvalot et K. F. Seddoh, 1976]. Depuis ces travaux, la multiplication des analyses et la comparaison avec les minéraux de formations volcano-sédimentaires d'Auvergne ont permis de remettre en cause cette interprétation. Il apparaît maintenant raisonnable d'envisager pour ce sphène une origine volcanique, vraisemblablement mont-dorienne, la mise en place s'étant faite par voie aérienne sur les plateaux bourguignons et peut-être directement en Bresse. Les teneurs élevées résulteraient de concentrations dans le domaine bressan. Les autres minéraux sont les mêmes que ceux du cortège précédent, ils peuvent correspondre à de fins résidus albiens issus également des plateaux.

I.3.3. — Les formations dont les éléments sableux et fins sont issus de mélanges

a) Sables de Ternant

Les études portant sur les sables prélevés dans la carrière de Ternant ont permis de reconnaître le cortège alpin avec la présence d'épidotes, de grenat et d'amphiboles en fort pourcentage ainsi que les minéraux marqueurs de la province alpine : glaucophane et chloritoïde en traces (tabl. II, Saint-Bénigne Ternant 191,50 m). Mais, par rapport à un cortège alpin typique, les teneurs en sphène sont anormalement élevées : elles peuvent dépasser 11 %. De plus, ce sphène est différent de celui rencontré dans les matériaux alpins où il se trouve en grains peu colorés et, le plus souvent, sans faces identifiables. Dans ces sables, il se présente sous des formes comparables à celles du sphène rencontré à proximité de la bordure occidentale plus au nord, où il domine.

b) Sables du bois de la Vaivre

Si les Sables du Bois de la Vaivre ont, à proximité de la Forêt de Chaux, une association minéralogique purement alpine (tabl. II, Sampans Bois de la Vaivre 199,00 à 201,10 m), il n'en est plus de même dans les parties distales. A Longchamp (tabl. II, Longchamp Maison forestière du Tertre 210,00 m), la diminution des minéraux alpins et la plus grande importance relative de variétés comme le zircon et le sphène sont manifestes. L'origine de ces minéraux paraît liée à l'influence d'apports issus de la bordure occidentale.

c) Système de la Tille

Dans la partie distale du Système de la Tille, le cortège riche en minéraux de métamorphisme général et en minéraux résistants, se perd. L'association alpine devient dominante, comme à Aiserey Le Mont 131,20 m (tabl. III).

d) Émissaires de la région de Chalon-sur-Saône

L'influence alpine, avec glaucophane et chloritoïde, est marquée dans l'échantillon prélevé à 187,00 m dans le sondage de Géanges, Bois des Chaumes (tabl. III). Cependant il est à noter des teneurs importantes en sphène (15,7 %) ainsi qu'en tourmaline (13,3 %) et en oxydes de titane (6,5 %). Les valeurs relatives élevées pour ces deux dernières variétés minérales, peuvent s'expliquer par des arrivées provenant de la bordure orientale du Massif central. Quant au sphène, son origine doit être la même que dans le cas de celui qui est rencontré sur la bordure occidentale de la Bresse.

I.3.4. — Conclusion

Le trait majeur du Complexe des Marnes de Bresse est l'importance des matériaux alpins. Si les éléments grossiers sont localisés sur la bordure est du fossé bressan, leurs équivalents fins ont envahi une vaste étendue et, de plus, ils présentent souvent une épaisseur considérable. Seule la région à proximité de la bordure ouest, au nord de Nuits-Saint-Georges, n'a pas été affectée. Plus au sud, les émissaires issus de la bordure occidentale étaient peu importants. Non seulement leurs dépôts ont un volume très réduit mais ils sont contaminés par des minéraux alpins.

Une autre caractéristique, en bordure occidentale, et qui va se retrouver encore plus marquée dans le Complexe de couverture, est la présence de sphène, en forte teneur dans les sédiments.

A l'époque du Complexe des Marnes de Bresse, la Bresse du Nord, sauf le palier de Dijon, apparaît largement ouverte sur le

domaine alpin. L'essentiel des matériaux nord bressans semble avoir transité par le Système de la Forêt de Chaux même si des éléments sableux ou argileux issus du sud, antérieurs ou contemporains, ont pu se diriger vers le domaine septentrional.

I.4. — Dynamique de dépôt

I.4.1. — Le Système de la Forêt de Chaux

Des Cailloutis de la Forêt de Chaux aux faciès les plus fins de la Bresse du Nord, la filiation pétrographique reconnue plus haut va de pair avec l'enchaînement de milieux fluvio-torrentiels, à fluvio-palustres.

a) Les milieux fluvio-torrentiels des Cailloutis de la Forêt de Chaux

La granulométrie des Cailloutis de la Forêt de Chaux est bien représentée par les données de la carrière de Belmont [J. Bonvalot, 1974, fig. 2]. A côté des galets moyennement triés, la matrice montre une nette opposition entre les sables fins, très bien classés, et les lutites qui ne le sont pas. Le pourcentage élevé de galets (69,6 %), qui marque un déficit important des éléments fins, peut s'expliquer par un vannage de ces particules au moment du dépôt des rudites, suivi le plus souvent d'un remplissage des vides entre les galets en période plus calme, l'excédent non protégé dans les pores étant entraîné vers l'aval.

Une telle interprétation est en accord avec les figures sédimentaires observées : celles de grandes barres longitudinales

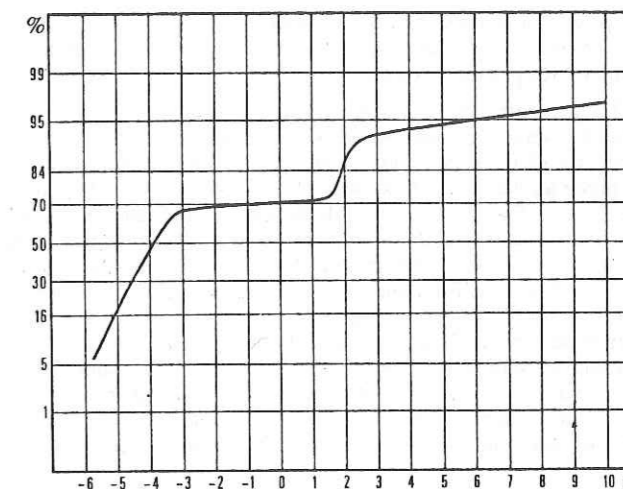


FIG. 2. — Courbe cumulative des Cailloutis de la Forêt de Chaux. L'échantillon analysé provient de la gravière de Belmont (Jura).

peu chenalisées à leur base. La faible dispersion des mesures de directions de courants effectuées sur les imbrications de galets confirme cette interprétation en termes de « nappes de galets » (tabl. IV). Le bon coefficient de tri de la fraction sableuse dans la matrice plaide en faveur d'autres types de

TABL. IV. — Direction et sens des courants des Cailloutis de la Forêt de Chaux donnés par des mesures d'orientation des galets et par l'observation de leur imbrication. Pour chaque affleurement, la valeur correspond à la bissectrice de la dispersion maximale portant sur 15 à 50 mesures.

LOCALITES	CARTE A 1/25 000	DIRECTION ET SENS DU COU- RANT DEDUITS
OUR Route forestière Huffel	DOLE 3-4	5° SW
NENON	DOLE 3-4	165° SE
DOLE Fontaine Elza	DOLE 5-6	10° SW
AUGERANS Fontaine des Près-Bas	DOLE 7-8	170° SE
LA VIEILLE LOYE	DOLE 7-8	155° SE
BELMONT	DOLE 7-8	15° SW
SANTANS	DOLE 7-8	165° SE
RAHON As de Pique	DOLE 5-6	55° SW
NEVY-LES-DOLE	DOLE 5-6	170° SE
SOUVANS	DOLE 5-6	10° SW
SOUVANS	DOLE 5-6	20° SW
BANS la Gravière	DOLE 7-8	0° S
RAHON Château d'eau	DOLE 5-6	15° SW
RAHON Notre-Dame du Bois	DOLE 1-2	175° SE

corps sédimentaires (barres de chenal...) qui se seraient installés en période de basses eaux mais auraient été déstabilisés pendant les phases de crues.

La géométrie des Cailloutis de la Forêt de Chaux est celle d'un éventail largement ouvert. Cette disposition et l'accumulation considérable de galets évoquent une diminution rapide de la pente au débouché du système de l'Aar-Doubs dans la plaine de Bresse (fig. 1). La baisse de dimension des galets d'amont en aval, illustre la diminution rapide de la compétence des courants (tabl. V). Les faciès argilo-silteux et marneux à lignites des Argiles d'Etrepigny et des Marnes d'Oussières paraissent se situer d'autre part en bordure et dans la partie supérieure de l'éventail des cailloutis, là où l'épaisseur totale de la formation semble diminuer vers l'extérieur. Ils sont, sans doute, des faciès latéraux et terminaux de plaine d'inondation, à l'écart du domaine de transit actif dirigé dans les zones plus axiales par une plus forte érosion et une plus grande subsidence.

b) Les systèmes fluviaux et fluvio-palustres : Sables de Foulenay, Sables de Neublans et Sables du Bois de la Vaire.

A partir de l'éventail des Cailloutis de la Forêt de Chaux se détachent deux systèmes fluviaux principaux : Sables de Foulenay vers le sud et Sables de Neublans vers le SSW et un ensemble fluvio-palustre complexe : Sables du Bois de la Vaire vers l'ouest. Ces systèmes donnent l'image d'émissaires divergents qui se seraient relayés à partir du cône fluvio-torrentiel des Cailloutis de la Forêt de Chaux.

Les Sables de Foulenay sont rarement observables en carrières et les données sédimentologiques les concernant viennent surtout de sondages. Les analyses granulométriques montrent toutefois, dans une formation, il est vrai assez hétérogène, une évolution globale de bas en haut et d'amont en aval vers un affinement des galets, de la médiane et un enrichissement en

fines (voir logs de sondages d'amont en aval, fig. 3). Quelques observations en carrières, dans la base et plus généralement les niveaux de cailloutis (carrières de Desnes-Vincent), rappellent encore les Cailloutis de la Forêt de Chaux. Des affleurements sableux fins, silteux ou argileux de la partie supérieure sont visibles dans la région de Chaumergy/Commenailles où il comprennent des niveaux ligniteux [G. Mazenot, 1945]. Ils peuvent s'interpréter comme des faciès de plaine d'inondation. Les Sables de Foulenay représentent une des premières incursions fluviales, en Bresse du Nord, d'âge Pliocène, guidée par une gouttière le long du front du Jura. Les courants diminuaient d'amont en aval et de bas en haut. Avec le temps, les milieux franchement fluviaux passaient à des milieux fluvio-palustres à chenaux sableux de plus en plus étroits dans un ensemble très fin correspondant à une plaine marécageuse.

Les Sables de Neublans représentent un autre système fluvial en aval des Cailloutis de la Forêt de Chaux, à l'ouest des Sables de Foulenay. Les données granulométriques traduisent une perte de compétence progressive vers le sud, avec un enrichissement corrélatif en fines. Des observations directes en carrière à Vincelles permettent, d'autre part, de se faire une idée, au moins locale, du milieu de dépôt. Des sables bien triés, moins riches en lutites en moyenne que ceux de Foulenay, se disposent en chenaux courts (type « scour and fill »), à litage oblique en auge (trough cross bedding) dans lesquels la dispersion maximale des mesures de courants sur litages obliques est faible (fig. 4-1), de l'ordre de 200°. Ces données indiquent au niveau de Vincelles des courants encore assez forts et peu dispersés, du type de ceux d'un réseau en tresse. En aval, les faciès sableux se maintiennent jusqu'au sud de Tournus et aucun dépôt vraiment lacustre n'a été rencontré.

Les Sables du Bois de la Vaire sont représentés par des niveaux sableux, silteux et argileux à l'ouest et au nord-ouest de la Forêt de Chaux. L'étude pétrographique prouve toutefois

TABLEAU V. — Étude du plus gros galet moyen. La méthode utilisée est celle de J. Perriaux [1961]. Les valeurs concernent le cinquième galet d'un lot de dix classés par ordre de taille décroissante (L = longueur, l = largeur, E = épaisseur).

FORMATIONS	LOCALITES	L (en mm)	l (en mm)	E (en mm)	L+l+E (en mm)	$\frac{L+l+E}{3}$ (en mm)
CAILLOUTIS DU SUNDGAU	Altkirch RIESPACH (67)	216	192	93	501	167
	Delle FAVEROIS (90)	186	121	99	406	135
CAILLOUTIS DE LA FORET DE CHAUX	Dole OUR (39) Route forestière Huffel	125	100	50	275	92
	Poligny RAHON (39) Notre-Dame du Bois	133	54	38	225	75
SABLES DE FOULENAY	Lons-le-Saunier RUFFEY-SUR-SEILLE (39) Barretaine	125	75	40	240	80

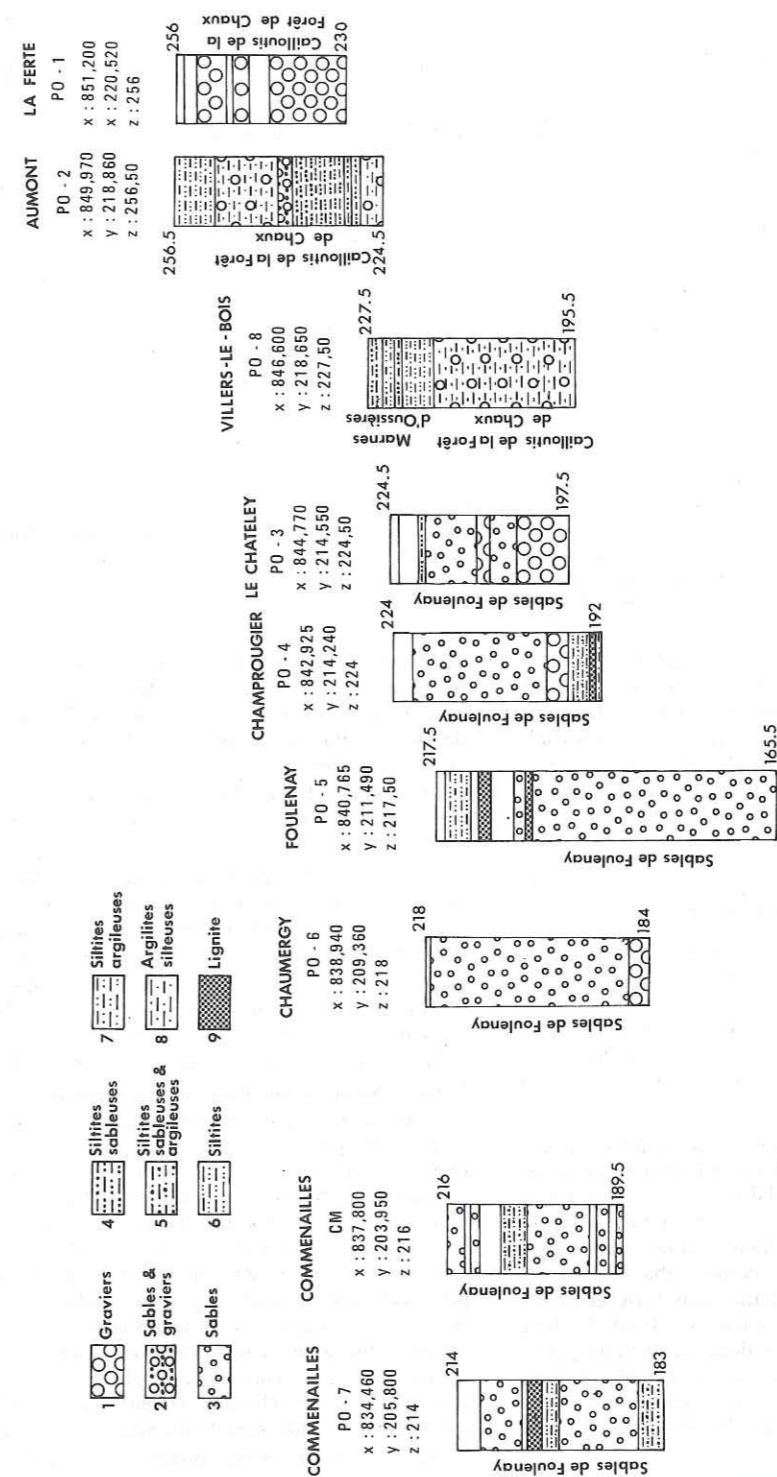


FIG. 3. — Variations lithologiques des Cailloutis de la Forêt de Chaux aux Sables de Foulenay, de la Ferté (Jura), à Commenailles (Jura) (nord-est à sud-ouest). D'après J. Teste [1977].

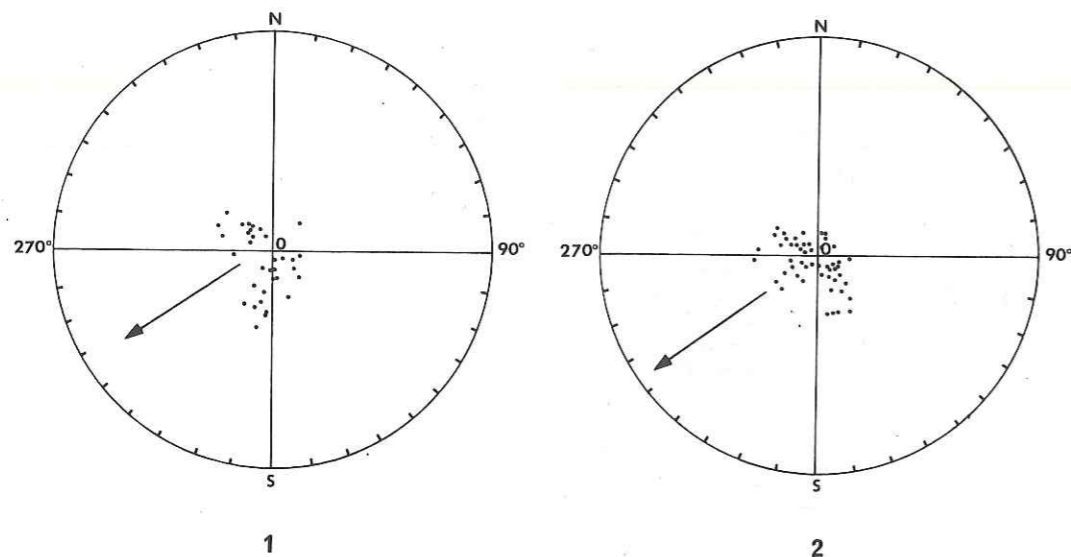


FIG. 4. — Diagrammes de dispersion des courants.

1 : Carrière de Vincelles (Saône-et-Loire), Sables de Neublans. — 2 : Carrière de Dampierre-en-Bresse le Roselay (Saône-et-Loire), Sables et graviers du Bois des Vaux. Les mesures sont effectuées sur feuillets de litage oblique ; projection sur un canevas de Wulff ; la flèche représente la direction d'écoulement moyenne. D'après F. Zanon, [1978].

clairement leur parenté avec les Cailloutis de la Forêt de Chau. Leur granulométrie suggère une comparaison avec les milieux fluvio-lacustres rencontrés dans les faciès distaux des Sables de Foulenay. Les émissaires issus du Système des Cailloutis de la Forêt de Chau vers l'ouest et le nord-ouest étaient donc probablement assez secondaires par rapport à ceux des Sables de Foulenay et de Neublans et perdaient sans doute rapidement leur compétence vers l'aval.

L'étude de la dynamique de dépôt du Système de la Forêt de Chau permet de proposer quelques conclusions :

- Les matériaux alpins sableux, silteux et argileux de la Bresse du Nord ont été distribués par des systèmes fluviatiles orientés pour l'essentiel vers le sud, par une subsidence sans doute plus active et plus précoce en bordure du front du Jura. Les faciès les plus distaux sont fluvio-palustres, aucun paléo-environnement lacustre n'ayant été rencontré en Bresse du Nord.

- L'arrivée des matériaux alpins en Bresse est évidemment directement subordonnée aux possibilités de transit en avant du front du Jura, depuis le sud de la plaine d'Alsace jusqu'à la région de Dole. Le cadre structural régional a joué un rôle déterminant même si le contexte climatique n'est vraisemblablement pas étranger à cette décharge considérable d'éléments grossiers jusqu'en Bresse. L'accumulation plus forte des cailloutis et des sables en bordure immédiate du front du Jura indique clairement une plus forte subsidence dans cette partie orientale. Nous insisterons donc sur le rôle prépondérant de la structure et de la subsidence, selon toute apparence relativement rapide, dans cette première phase de dépôt à l'est de la Bresse du Nord.

I.4.2. — Les Systèmes occidentaux

L'étude pétrographique a montré que leur importance relative dans le volume des apports en Bresse, à l'époque du Complexe

des Marnes de Bresse, était faible. Les apports s'étaient rapidement en éventail au débouché dans la plaine bressane (fig. 1). Trois systèmes sont plus importants que les autres ; ils se situent du nord au sud, aux débouchés de la Tille, de la Dheune et de la Grosne actuelles.

Le Système de la Tille présente des cailloutis en amont puis des sables, disposés en un chenal qui paraît dirigé par une gouttière tectonique nord-sud.

Le système sablo-silteux au débouché de la Dheune actuelle a été étudié sur le plan granulométrique par J. Teste [1977]. Il en ressort que des passées de siltites sableuses sont interstratifiées sur la bordure dans un ensemble argilo-silteux du type Marnes de Bresse.

Le système de l'ancienne Grosne est certainement important comme en témoigne un volume notable de sables dans le Complexe des Marnes de Bresse au débouché de la vallée actuelle.

Les autres systèmes au droit de l'Orbise, de la Vouge et de l'Ouche-Sansfond paraissent moins importants.

Le problème le plus complexe que posent les systèmes sableux à galets de la bordure occidentale de la Bresse est celui de leurs rapports avec les Marnes de Bresse qui les entourent. Une coupe transversale à travers ces systèmes sableux à galets et leur bordure argilo-silteuse pourrait laisser croire que les niveaux grossiers sont ravinants. Cette hypothèse a été proposée par J. Chalain, A. Clair, J.-J. Puisségur et P. Rat [1974]. Les données pétrographiques montrent que les argilites silteuses sont sans doute les produits les plus fins des apports ayant transité par ces systèmes fluviatiles. Nous proposons d'interpréter les faciès fins comme des équivalents latéraux (plaine d'inondation) des faciès plus grossiers, les chenaux sableux s'étant maintenus globalement dans les mêmes directions, suivant des axes structuraux.

Dans leur partie la plus distale, les systèmes fluviatiles occidentaux rejoignent les systèmes orientaux ayant transité par la Forêt de Chau. Les mélanges de minéraux lourds orientaux et occidentaux en témoignent. Cette frange d'anastomose est tout à fait compatible avec des cours d'eau arrivant en fin de course et

circulant difficilement dans une plaine marécageuse. Les écoulements paraissent plus difficiles sur la bordure ouest que sur la bordure est de la Bresse du Nord, à cette époque où la gouttière de subsidence principale devait longer le Jura.

I.5. — Conclusion

Le Complexe des Marnes de Bresse est caractérisé en Bresse du Nord par son ouverture fondamentale sur le domaine alpin. Les milieux de dépôt sont par ailleurs « éclatés » en systèmes fluviatiles issus des bordures.

II. — LE COMPLEXE DE COUVERTURE NORD BRESSAN

II.1. — Définition

Au-dessus du Complexe des Marnes de Bresse reposent, en Bresse du Nord, des formations qui ont des caractères communs permettant de les réunir dans un ensemble : le Complexe de couverture nord bressan. Les études pétrographiques y ont montré que les matériaux provenant de tous les plateaux environnants se surimposent aux éléments alpins. L'épaisseur du Complexe est assez constante, de l'ordre d'une trentaine de mètres au maximum ; de plus, les cotes de la base et du toit sont très voisines d'un point à un autre.

II.1.1. — Complexe de couverture nord bressan oriental et central

a) Cailloutis de la Forêt d'Arne

L'extension des Cailloutis de la Forêt d'Arne, qui sont composés de galets avec une matrice argilo-sableuse, est apparue limitée aux Forêts d'Arne et de Chau. Ils sont bordés à l'est par le Jura et à l'ouest par le massif de la Serre (fig. 5). Ils recouvrent en Forêt de Chau les Cailloutis de la Forêt de Chau, soit sous la forme de niveaux à galets avec matrice sablo-argileuse, soit encore sous la forme de niveaux fins qui leur sont associés, ou les Argiles d'Étrepigny. En Forêt d'Arne, ils reposent sur les calcaires karstifiés du Bajocien. La tranchée de l'autoroute A 36 a permis de voir la base de la formation à 226 m qui, en Forêt de Chau, est comprise entre 238 et 218,3 m. Les Cailloutis de la Forêt d'Arne sont surmontés par des dépôts fins. En Forêt de Chau, Y. Kerrien [1979] a distingué un complexe argileux, dépassant 3,5 m à l'ouest, et des formations limoneuses pouvant atteindre 3 m. La cote du toit des cailloutis est à 250 m en Forêt d'Arne, vers 240 m au cœur de la Forêt de Chau, et, compris entre 220 et 230 m sur la rive droite de la Loue. Le maximum d'épaisseur, soit environ 25 m, s'observe en Forêt d'Arne ; à l'ouest et au sud de la Forêt de Chau, ils ne dépassent pas 5 m.

b) Sables et graviers du Bois des Vaux

Les Sables et graviers du Bois des Vaux occupent la partie centrale de la Bresse du Nord, de Neublans à Tournus. Dans la région à l'est de Chalon-sur-Saône, il n'est pas possible de séparer cet ensemble sableux, avec niveaux de galets à matrice fine, du Complexe de couverture nord bressan occidental.

Dans le Système oriental, l'écoulement général est N-S et les matériaux fins ont envahi le domaine occidental à l'exception du palier de Dijon. Les faciès les plus distaux rencontrés sont fluvio-palustres aucun milieu franchement lacustre n'ayant été trouvé en Bresse du Nord.

L'écoulement des systèmes occidentaux semble avoir été plus difficile, les émissaires bordiers perdent rapidement leur compétence en débouchant en Bresse.

Pendant toute la période de dépôt du Complexe des Marnes de Bresse, l'importance des taux différentiels de subsidence paraît avoir été déterminant, dans un dispositif morphotectonique où un jeu de rides et gouttières, de creux et de paliers a sans doute prévalu.

Les Sables et graviers du Bois des Vaux reposent sur les Marnes de Bresse. Du nord-est au sud-ouest, la base descend régulièrement de 211 m à Asnan (555-1-ASN), à 201 m à Lacrost (602-4-5). Les cotes du toit sont remarquablement constantes, vers 213-215 m. L'épaisseur de la formation est plus faible à l'est : 3 m à Saint-Germain-du-Bois (580-3-9), qu'à l'ouest : 14,5 m à Simandre (579-8-92).

II.1.2. — Complexe de couverture nord bressan septentrional

a) Cailloutis de Beire-le-Châtel

En rive gauche de la Tille, de Viévigne à Cessey-sur-Tille, se rencontre une formation à galets peu usés avec matrice fine, admettant des lits ou des lentilles argilo-sableuses. En amont, des témoins de cet ensemble se retrouvent jusque dans la région de Marcilly-sur-Tille.

Les Cailloutis de Beire-le-Châtel recouvrent le Système de la Tille appartenant au Complexe des Marnes de Bresse ou le substratum tertiaire. Dans la région de Spoy, un sondage a atteint la base des cailloutis vers 232-234 m. Leur puissance, dans ce secteur, est de l'ordre de 20 m (G. Doret, 1972). La cote du toit où se trouvent quelques mètres de limons brun-rouge, est voisine de 275 m à Marcilly-sur-Tille, 252 m à l'ouest de Viévigne, 241 m à Arceau, 225 m à Vaux-sur-Crône.

b) Graviers de Perrigny

Au pied de la Côte, dans la région de Perrigny-Domois, affleurent des galets calcaires avec une matrice argilo-sableuse essentiellement carbonatée. Les galets plats, peu usés, peuvent atteindre 15 cm. Des lentilles silteuses sont interstratifiées dans la formation qui occupe un chenal orienté NW-SE. L'extension des matériaux riches en galets est apparue très limitée, moins de 8 km à partir de la Côte.

Les Graviers de Perrigny reposent, soit sur des niveaux fins du Complexe des Marnes de Bresse qui terminent le Système de l'Ouche-Sansfond, soit directement sur le substratum oligocène, à proximité des bordures du chenal. A leur base, ils présentent un niveau métrique de siltite argileuse à quelques galets : les Silts et sables carbonatés de Barges de A. Clair [1982]. Les points les plus bas du chenal sont à 250 m en

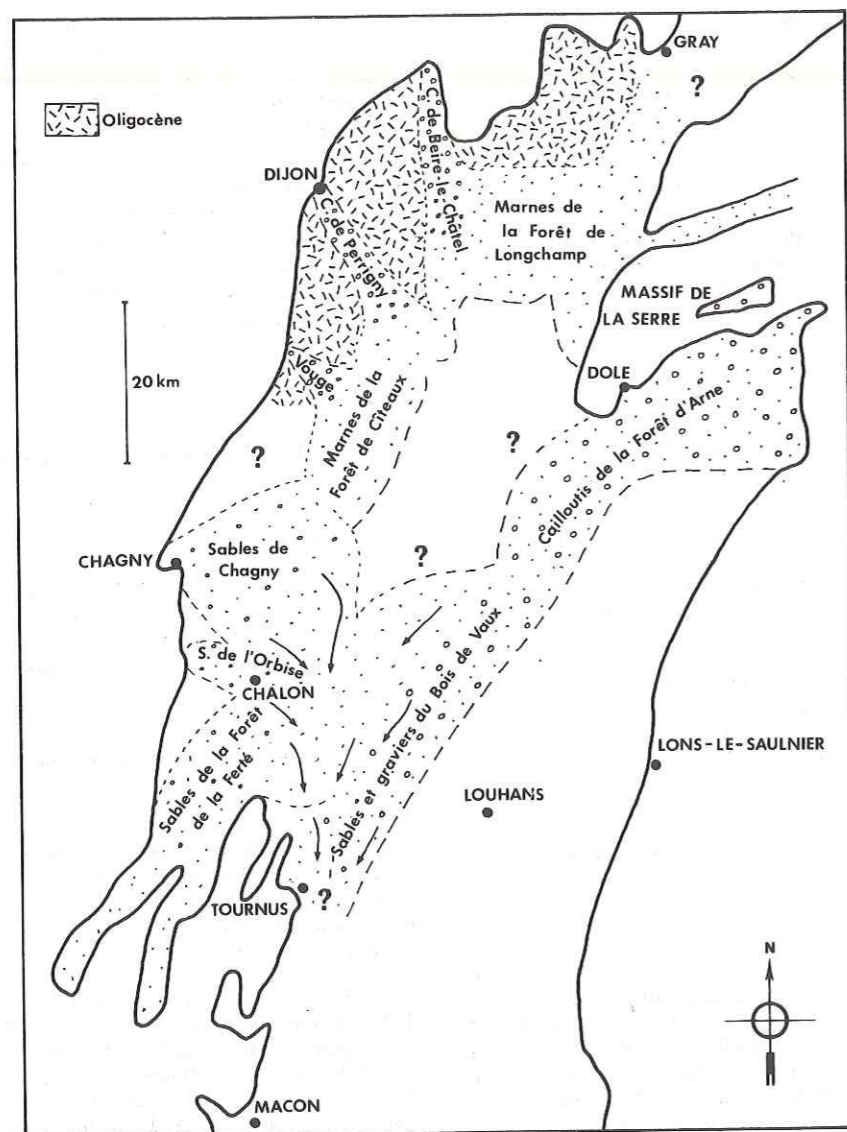


FIG. 5. — Le Complexe de couverture nord bressan.

amont de Marsannay-la-Côte (M5) et 212 m en aval à Barges (B5). Le toit de la formation est affecté d'une pente vers le sud-est. Les cotes sont de 260 m à Marsannay-la-Côte (M5), 242 m à Longvic (A37 PS 322) et 230,5 m à Saulon-la-Rue (500-16). La formation atteint une vingtaine de mètres aux environs de Fény Domois (A37 PS 314). Elle diminue de puissance vers l'aval ; à Barges, elle n'est plus que d'une douzaine de mètres.

c) Marnes de la Forêt de Longchamp

Dans la partie orientale de la Bresse du Nord, les éléments de type siltite sableuse à argilite silteuse, sont bien développés.

En rive droite de la Saône, ils constituent le substrat de la Forêt de Longchamp et, plus au sud, la butte de Tart. Ils reposent sur le Complexe des Marnes de Bresse vers 215 m en

Forêt de Longchamp où leur toit est à 240 m. La puissance de la formation est d'une vingtaine de mètres à Tart-le-Haut et de près de 25 m au sondage de Longchamp (Maison forestière du Tertre (500-9).

En rive gauche de la Saône, sur la feuille à 1/50 000 de Pesmes, M. Campy [1982] distingue au-dessus d'un ensemble de marnes bleues et de silts et sables argileux (cartographiés FL1 et FL2) appartenant au Complexe des Marnes de Bresse, des argiles et silts à quartz (cartographiés P), à des cotes comparables à celles relevées pour les Marnes de la Forêt de Longchamp. Ces argiles et silts à quartz affleurent non seulement sur la bordure du fossé bressan mais sont également bien représentés en rive gauche de l'Ognon. Pour nous, cette formation correspondrait aux Marnes de la Forêt de Longchamp.

d) Marnes de la Forêt de Cîteaux

La Forêt de Cîteaux est développée sur des dépôts essentiellement silteux. Au nord surtout, les niveaux de sable à quelques galets ne sont pas rares. Les galets, de forme aplatie, sont de nature calcaire, leur taille n'excède pas 2 à 3 cm ; ils ont fréquemment une gangue ferrugineuse.

Les Marnes de la Forêt de Cîteaux, qui reposent sur le Complexe des Marnes de Bresse, débutent souvent par un niveau plus grossier à galets épars. La base de ce système est à 218 m à Savouges (500-18) au nord, 193 m à Labergement-lès-Seurre (527-5-37) au sud. Le sommet forme une surface plane, également en pente vers le sud. Les cotes du toit sont à 228 m à Savouges, 225 m en Haute Forêt de Cîteaux, 220 m en Forêt de Borne et 213-215 m vers Montmain. L'épaisseur maximale de la formation est d'environ 10 m (10 m à Savouges (500-18), 7 m à Gerland (527-1-12), 11 m à Labergement-lès-Seurre (517-5-37).

II.1.3. — Complexe de couverture nord bressan occidental

a) Sables de Chagny

Les Sables de Chagny qui affleurent au débouché de la Dheune dans le fossé bressan, sont constitués par des sables fins à très fins avec parfois des galets, interstratifiés dans des siltites sableuses à argileuses. Ils occupent un domaine limité à l'ouest par la bordure orientale du Massif central. Au nord, ils atteignent Pommard. A l'est, il est possible de les suivre jusqu'à Bragny-sur-Saône et Allériot-la-Parole. Au sud, ils se raccordent aux Sables de l'Orbise. Une ligne Fontaines-Chalon-sur-Saône peut être considérée comme la limite des deux systèmes.

Les Sables de Chagny sont légèrement emboîtés dans le Complexe des Marnes de Bresse au sud de la Dheune, en une gouttière s'élargissant et s'ouvrant vers le sud-est. Le fond est à une cote inférieure à 196 m à Chaudenay Vaublanc (553-2-20) ; les bords remontent à 200 m ou plus, au nord, et 200-210 m à proximité de Fontaines. La surface du toit présente une légère déclivité de la bordure (233-235 m à Chagny Bellecroix) vers le centre de la Bresse (220 m à Saint-Loup-de-la-Salle, 225-227 m au nord de Lessart-le-National). La plus forte épaisseur, soit 33 m, a été observée dans le sondage de Chaudenay Vaublanc (553-2-20). La puissance diminue rapidement au nord de la Dheune et vers le nord-est. A Allériot-la-Parole (AL), elle est de 18 m.

b) Sables de l'Orbise

Au débouché de l'Orbise actuelle, des matériaux sableux constituent un cône d'épandage, limité au nord par une ligne allant de Fontaines à Chalon-sur-Saône et au sud, par l'extrémité de la Forêt de Givry. Le Système de la Saône qui a entaillé la plaine bressane, ne permet pas de le suivre vers l'est.

Les Sables de l'Orbise reposent sur les Marnes de Bresse à des cotes proches de 200 m. Au niveau de Fontaines (DO) et de Mercurey Bourgneuf (GC), les cotes se relevant à 216 et 211 m, marquent la limite avec les Sables de Chagny. Le sommet qui est à 227 m à Fontaines (DO), 215 m à Germolles (GM) forme une surface inclinée vers le Fossé bressan. L'épaisseur atteint au moins 23,5 m en amont à Mellecey (ME) ; elle diminue rapidement en s'éloignant de la bordure.

c) Sables de la Forêt de la Ferté

Entre la Côte chalonnaise à l'ouest et les chaînons du Tournegeois au sud, au niveau du débouché de la vallée de la Grosne, se trouve un ensemble sableux alternant avec des éléments plus fins. C'est sur ces sables que repose la Forêt domaniale de la Ferté. Au nord, ils passent aux Sables de l'Orbise, à l'est, ils sont limités par le Système de la Saône.

Les Sables de la Forêt de la Ferté entaillent les Marnes de Bresse, au moins jusqu'à la cote 185 m à Saint-Boil Fort de l'An (579-5-2). Vers le nord, la limite se situe vers 200 m. Les cotes du toit, de 220 m à Saint-Boil Etivau (579-5-8), passent à 210-213 m dans la Forêt de la Ferté. Le sommet est incliné vers le centre de la Bresse. Les sondages, dans la partie amont, ont rencontré une vingtaine de mètres de sables alternant avec des silts, sans atteindre la base de la formation.

Dans la région entre Chalon-sur-Saône et Tournus, les niveaux distaux des trois ensembles du Complexe de couverture nord bressan occidental, sont indistinguables, ils paraissent se rassembler en aval.

II.2. — Age

Le Complexe de couverture nord bressan s'est avéré peu fossilifère. Seuls les Gravieres de Perrigny, les Marnes de la Forêt de Cîteaux et les Sables de Chagny ont livré des faunes de mammifères et de mollusques qui permettent de situer cet ensemble de l'Eburonien au Waalien [J. Chaline, 1984 ; J.-J. Puisségur, 1984 ; J. Bonvalot et al., 1984].

II.3. — Données pétrographiques

II.3.1. — Le Complexe de couverture nord bressan oriental et central, un ensemble pétrographique homogène

Les études des galets et des minéraux lourds de la fraction sableuse des Cailloutis de la Forêt d'Arne et des Sables et graviers du Bois des Vaux ont permis d'établir des affinités entre ces deux formations.

a) Les galets

• Cailloutis de la Forêt d'Arne

Les Cailloutis de la Forêt d'Arne ne sont connus que non carbonatés. Dans la gravière de Belmont (tabl. VI), ils sont essentiellement constitués par des galets de quartzite (59,1 %) — les quartzites foncés étant sensiblement en aussi grande proportion que les quartzites clairs —, de quartz (22,2 %) et de chailles (9,8 %). Environ 5 % des galets sont des grès feldspathiques. Les variétés pétrographiques plus faiblement représentées, sont les jaspes (2,2 %), les lydiennes (0,6 %) et les roches éruptives, moins de 1 %. Au cours de lavages, il a été trouvé des galets correspondant à des fragments de brachiopodes, de bryozoaires et d'encrines, silicifiés.

Si on compare avec les analyses des Cailloutis de la Forêt de Chaux sur lesquels ils reposent, il ressort que les variétés pétrographiques rencontrées sont les mêmes. Les différences portent, d'un point de vue quantitatif et qualitatif, sur les galets de chailles et les fossiles silicifiés. Dans les Cailloutis

- Cortège riche en minéraux de métamorphisme général et en minéraux très résistants

Un échantillon prélevé dans les Gravières de Perrigny présente ces caractères (tabl. VIII, Longvic 237,00 m). La tourmaline constitue 64,6 % des minéraux transparents, la staurotide 21,2 %. Les autres minéraux majeurs sont le zircon (moins de 8 %) et les oxydes de titane (moins de 3 %). Il faut voir ici une reprise des matériaux oligocènes, le substratum étant, dans ce cas très proche.

- Mélange du cortège alpin et du cortège riche en sphène.

Aux extrémités est et sud du Complexe de couverture septentrional, les matériaux alpins et riches en sphènes se sont joints. Selon l'importance des teneurs en sphène et en minéraux résistants (tourmaline, zircon), il est possible de distinguer des associations à sphène avec une influence alpine, ou des associations alpines avec sphène.

TABL. IX. — Analyse de minéraux lourds d'échantillons représentatifs du Complexe de couverture nord bressan ; (Complexe de couverture nord bressan septentrional, deuxième partie et Complexe de couverture nord bressan occidental).

FORMATIONS	COMPLEXE DE COUVERTURE NORD BRESSAN												
	Complexe de couverture nord bressan septentrional						Complexe de couverture nord bressan occidental						
	Marnes de la Forêt de Longchamp			Marnes de la Forêt de Côteaux			Sables de Chagny			Sables de l'Orbise			
ECHANTILLONS	Dijon LONGCHAMP (21) Maison forestière du Terre 500-9 114 - 232,60 m	Dijon LONGCHAMP (21) Maison forestière du Terre 500-9 120 - 221,00 m	Peisnes MONTMIREY-LE-CHÂTEAU (39) Bois des Bruyères 235,00 m	Dijon SAVOUGES (21) Les Heroux du Terre 500-18 204 - 224,60 m	Seurre ARGILLY (21) Forêt de Côteaux Bois du Foyer 527-1-11 265 - 222,80 m	Chagny CHAGNY (71) Bellevaux 225,30 m	Chagny CHAUDENAY (71) Vaublanc CLM-75 74 - 224,00 m	Chagny SAINT-LOUP-DE-LA-SALLE (71) La Terre CLM-75 39 - 207,00 m	Pierre BRAGNY (71) Le Châtelier 554-RF-75 7 - 192,40 m	Chalon-sur-Saône ALLEROT (71) La Parole CCS-75 13 - 195,40 m	Chagny MELLECEY (71) Vigne du Clos le Duc CLM-75 1372 - 215,50 m	Chagny MELLECEY (71) Germolles les Pouilloux CLM-75 1394 - 208,00 m	Chagny CHÂTENAY-LE-ROYAL (71) la Ferme blanche 553-RF-75 133 - 199,00 m
Teneur pondérale	0,07	1,17	0,37	16,17	0,49	0,24	0,51	1,82	0,64	0,56	0,28	0,80	0,65
Rutile	12,6	0,7	6,4	4,8	5,5	3,3	3,7	2,5	3,1	5,1	2,2	2,7	4,8
Anatase	13,3	0,9	7,5	0,4	2,1	5,2	7,1	3,6	2,6	7,8	4,2	4,2	Traces
Brookite			1,2		0,2	0,2		0,1					
Sphène	1,7	24,5	0,3	18,1	0,6	14,8	12,2	3,0	8,8	1,9	8,2	0,5	0,5
Zircon	40,6	20,8	28,0	41,7	22,2	23,7	17,8	9,4	7,6	22,4	14,9	9,5	9,5
Tourmaline	17,7	2,9	48,9	4,2	57,2	39,0	11,6	5,7	8,9	46,7	44,5	7,7	7,7
Monazite	1,5				4,4	3,5	0,3	0,3		4,0	4,4	0,2	0,2
Apatite	0,5	11,3	1,0	12,5	0,6	8,0	18,8	5,9	1,8	5,6	14,1	7,1	7,1
Disthène	2,6	0,2	0,4	Traces	4,7	0,4	0,9	0,5	0,4	0,1	0,2	0,8	0,8
Sillimanite						5,2	0,4	Traces	Traces	0,1	1,2	2,4	2,4
Staurotide	1,4	0,6	0,4	5,6	12,7	Traces	1,4	2,0	2,5	0,2	0,3	2,2	2,2
Andalousite		0,4			1,9		0,6	0,1	0,2	1,7	0,7	Traces	Traces
Grenat		1,7	0,3		2,8		7,7	18,0	6,3	0,8	3,0	13,7	13,7
Chloritoïde		0,8			0,3		Traces	0,2	0,2			0,2	0,2
Épidote	7,5	34,0	4,8	18,1	24,9	1,7	25,3	40,6	54,1	2,5	1,0	44,8	44,8
Riébécite									0,1				
Glaucophane	0,5	0,5	0,2		1,5		Traces		0,3	0,2			
Trémolite													
Actinote			0,1										
Hornblende verte		0,6	0,6		0,3		0,7	1,1	9,7	3,0			
Hornblende brune			0,1										
Diopside													
Diallage													
Augite													
Hypersthène													
Enstatite													
Corindon													
Cassitérite													Traces

Une association à sphène avec une influence alpine assurée se trouve au nord de la Forêt de Longchamp (tabl. IX, Longchamp 221,00 m). Le sphène atteint 24,5 % ; le zircon 20,8 %. Les épidotes sont abondantes (34,0 %). Les minéraux marqueurs de la province alpine (glaucophane et chloritoïde) sont présents à l'état de traces. Ils semblent issus d'un cortège alpin sans éléments crétacés (les teneurs en staurotide sont inférieures à 1 %).

- Au cortège alpin, éventuellement mélangé au cortège à sphène, viennent s'ajouter des minéraux résistants, en particulier des oxydes de titane

Les matériaux prélevés dans la partie supérieure des Marnes de la Forêt de Longchamp présentent une association singulière (tabl. IX, Longchamp 232,60 m, Montmirey-le-Château Bois des Bruyères 235,00 m). Les pourcentages en zircon et tourmaline sont élevés, ils peuvent dépasser 40 %. Les oxydes de

titane atteignent des valeurs importantes ; il leur est possible de constituer plus du quart de la fraction lourde transparente. Les teneurs en anatase sont supérieures à celles du rutile. Tous ces minéraux résistants sont caractéristiques des grès permien des Vosges où se trouvent de plus fortes valeurs en anatase qu'en rutile [G. Tchimichkian, J. Reulet et A. Vatan, 1958]. Pour la première fois, la marque d'une origine vosgienne, pour une partie des matériaux, se reconnaît en Bresse ; la glaucophane est toujours présente à l'état de traces.

II.3.3. — Le Complexe de couverture nord bressan occidental

Les formations qui constituent cet ensemble sont en majorité silto-sableuses : Sables de Chagny, Sables de l'Orbise et Sables de la Forêt de la Ferté. Localisées au droit de rivières débouchant actuellement en Bresse, elles correspondent, pour l'essentiel, à des arrivées de matériaux issus de l'arrière-pays. Nous ne disposons de données pétrographiques que pour les Sables de Chagny et les Sables de l'Orbise.

a) Les galets

Les galets des Sables de Chagny sont, pour une grande part, quartzux et calcaires. Les grès, les roches éruptives et métamorphiques, sont faiblement représentés. Dans le domaine aval de la vallée de l'Orbise, où les apports d'une ancienne Grosne peuvent être venus se mélanger, les graviers sont calcaires et gréseux [J. Teste, 1977].

b) Cortège minéralogique lourd de la fraction sableuse

Bien que les teneurs relatives des différentes variétés minérales soient très variables d'un échantillon à un autre, les Sables de Chagny et les Sables de l'Orbise se singularisent par des traits communs (tabl. IX). Les fluctuations de pourcentage sont, en partie, imputables à l'état d'altération des matériaux.

Cet ensemble est riche en minéraux résistants, en particulier en tourmaline, zircon et oxydes de titane. Dans certains échantillons, les teneurs en sphène sont importantes ; ce caractère a déjà été signalé par A. Vatan et A. Journaux [1949]. La monazite est courante. Les pourcentages en épidotes sont parfois élevés, (plus de 50 % des minéraux transparents). Parmi les minéraux de métamorphisme général, rencontrés en faible proportion, la staurotide domine. L'apatite peut présenter des teneurs variables, allant jusqu'à près de 20 %. Les amphiboles, dont parfois la glaucophane, ne sont pas rares. Le chloritoïde, s'il est reconnu, est toujours en traces.

Une fraction des grains de tourmaline, zircon, oxydes de titane, apatite, monazite, amphiboles et épidotes se trouvant dans cette association peut provenir des formations cristallines et cristallophylliennes affleurant à proximité de la bordure. Les minéraux de métamorphisme général sont susceptibles d'avoir, pour une part, la même origine et, pour une autre, être issus de la reprise de formations détritiques plus anciennes, qui ont pu fournir également des minéraux très résistants. L'influence alpine se montre faible mais cependant assez constante. Quant au sphène, il semble avoir la même origine que pour les autres formations bressanes de la marge ouest.

II.3.4. — Conclusion

Chaque formation du Complexe de couverture nord bressan est constituée par des matériaux en provenance d'aires nourricières proches et bien localisées.

Le cortège purement alpin qui dominait largement dans le Complexe des Marnes de Bresse, ne se retrouve pas dans le Complexe de couverture nord bressan. Les arrivées de matériaux de la bordure est, par la Forêt d'Arne et la Forêt de Chaux, sont encore les plus importantes en volume ; elles résultent, cette fois, d'un mélange d'éléments alpins et de la couverture du Jura. Les autres apports latéraux se traduisant par les Cailloutis de Beire-le-Châtel, les Gravières de Perrigny, les Sables de Chagny, les Sables de l'Orbise et les Sables de la Forêt de la Ferté, sont relativement plus développés que dans le Complexe des Marnes de Bresse. En règle générale, les venues des plateaux voisins sont très importantes.

Sur toute la bordure occidentale, il est à noter de fortes teneurs en sphène.

II.4. — Dynamique de dépôt

Ce chapitre tente de faire ressortir les caractéristiques communes de la dynamique de la sédimentation dans le Complexe de couverture.

II.4.1 — Les cortèges pétrographiques : le renouvellement des apports détritiques en Bresse

La véritable individualisation du Complexe de couverture vient de ses cortèges pétrographiques. Deux particularités les distinguent des cortèges du Complexe des Marnes de Bresse :

- l'importance des apports issus de l'ensemble des plateaux avoisinants ;
- la baisse relative des éléments alpins.

Parmi les éléments mobilisés à partir des plateaux bordiers on peut citer, pour la fraction grossière, les chaillies (Cailloutis de la Forêt d'Arne, Sables et graviers du Bois des Vaux, Sables de Chagny), mais aussi de multiples débris de fossiles jurassiques : crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires silicifiés. Dans la fraction des arénites, les éléments crétacés sont nombreux, à côté de sables très divers provenant de la couverture permo-triasique et du socle cristallin (Complexe de couverture nord bressan occidental). Dans le cas de toutes les formations du Complexe de couverture occidentale, la marque des plateaux immédiatement en amont est évidente. Elle se manifestait déjà dans le Complexe des Marnes de Bresse mais son importance s'est fortement accrue. Quelle que soit l'interprétation de l'origine du sphène, son importance dans tout le Complexe de couverture occidentale est certainement liée à l'abondance de ce minéral sur les plateaux bordant la Bresse à l'ouest. Il faut enfin insister sur l'arrivée, pour la première fois en Bresse, d'éléments vosgiens.

Le renouvellement et la diversité des cortèges seraient la manifestation d'un phénomène général à toute la région : la mobilisation massive-des matériaux de bordure, dont l'origine sera discutée plus loin.

La baisse brutale de l'importance relative des éléments détritiques dits alpins est générale, même dans les formations du Complexe de couverture oriental et central. Cette coupure franche est pour nous la manifestation d'un arrêt des apports alpins directs en Bresse du nord. Les éléments alpins restants pourraient être seulement repris des Cailloutis de la Forêt de Chaux et de ses « racines » en avant du front du Jura.

L'étude des cortèges pétrographiques conduit donc à proposer l'existence d'une coupure franche et sans doute générale entre Complexe des Marnes de Bresse et Complexe de couverture.

II.4.2. — Une reprise détritique à la base du Complexe de couverture

A la base des principales formations du Complexe de couverture : Cailloutis de la Forêt d'Arne, Sables et graviers du Bois des Vaux, Sables de Chagny, la présence de graviers ou de sables à graviers est un indice de reprise détritique après un ralentissement ou même un arrêt de la sédimentation.

Le léger ravinement du toit du Complexe des Marnes de Bresse se manifeste à la base des Sables de Chagny et de l'Orbise. Cet emboîtement discret semble toutefois limité à la partie amont de formations qui s'étalent largement en aval. La reprise détritique mise en évidence irait donc de pair avec une apparente régularité du substratum, qui est pour nous une surface relativement plane, celle de la fin du dépôt du Complexe des Marnes de Bresse.

II.4.3. — La géométrie des formations : un ensemble pelliculaire

L'épaisseur des formations ne dépasse pas 30 m et les cotes du mur et du toit restent voisines. Malgré cela, le Complexe de couverture semble couvrir l'ensemble de la Bresse nord et apparaît donc pelliculaire (fig. 5).

Dans le cas des Sables de Chagny, le raccordement du Complexe de couverture avec ses bordures se fait par l'intermédiaire de cônes surbaissés où le mélange des éléments grossiers (galets ou blocs peu arrondis) avec une matrice fine argileuse abondante est un indice de faible vannage. Ces faits suggèrent un certain encombrement par des apports des plateaux voisins. Dans le cas des Cailloutis de la Forêt d'Arne et des Graviers de Beire-le-Châtel, le Complexe de couverture débordait au-delà de l'aire d'extension du Complexe des Marnes de Bresse. Ces faits manifestent l'importance des apports vis-à-vis des possibilités d'écoulement dans une plaine dont la subsidence était probablement faible.

II.4.4 — La dynamique sédimentaire : des systèmes fluviaux juxtaposés et se relayant mais à niveau de base assez constant

La réelle unité du Complexe de couverture mise en avant précédemment ne doit pas cacher une certaine diversité, comme en témoigne l'analyse comparée de chaque formation.

Les Cailloutis de la Forêt d'Arne et les Sables et graviers du Bois des Vaux présentent une grande affinité pétrographique. Ceci n'est pas suffisant pour en faire un seul et même ensemble fluvial. Une légère rupture de pente est distincte entre les deux formations au niveau de la vallée de la Loue. Il n'est pas impossible qu'à une phase d'encombrement au cours de laquelle les apports de bordure se seraient disposés en un cône surbaissé, ait succédé une phase de transit plus facile vers l'aval. Dans les Sables et graviers du Bois des Vaux, la carrière de Dampierre-en-Bresse, le Roselay, permet de se faire une idée au moins ponctuelle de la dynamique sédimentaire. Les observations de F. Zanon (1978) montrent des dispositifs sédimentaires de type méandrisant avec forte dispersion des courants mesurés sur les feuillets de litage oblique (fig. 4-2) et orientation des galets imbriqués perpendiculairement au plan de litage. Cette interprétation d'un cours d'eau méandrisant évoque des courants peu rapides, sur pente faible, étalés sur une large surface.

Dans les systèmes occidentaux du Complexe de couverture, la partie distale des différentes formations : Sables de Chagny, Sables de l'Orbise et Sables du Bois de la Ferté est représentée par des niveaux fins silteux qui paraissent former un seul

ensemble géométriquement (cotes de la base et du sommet) et pétrographiquement. Il en est de même en ce qui concerne le Complexe de couverture septentrionale où formations des Forêts de Cîteaux et de Longchamp sont difficiles à individualiser.

Les difficultés naissent quand on tente de raccorder ces formations orientales, occidentales et septentrionales les unes avec les autres. C'est ainsi que les cotes respectives du toit des Sables et graviers du Bois des Vaux et des Sables de Chagny sont légèrement décalées dans la région de Chalon-sur-Saône où ces deux formations sont juxtaposées (carte à 1/50 000 de Tournus). Les différences sont pourtant faibles (de l'ordre de 10 m). Les deux cours d'eau à dynamique fluviale, d'âges peu différents sinon contemporains, cheminaient probablement séparément mais devaient se raccorder à des systèmes distaux d'altitude voisine.

En premier lieu, il faut faire remarquer que des milieux franchement lacustres n'ont pas été reconnus dans le Complexe de couverture en Bresse du Nord. Les Sables et graviers du Bois des Vaux, comme la portion distale du Complexe de couverture nord bressan occidental, paraissent converger dans la région de Tournus, avec un toit à une cote de 210 m pour les premiers, légèrement inférieure (200 m) pour les seconds. Existait-il dans cette région un barrage ? C'est peu probable si l'on se réfère à la nature des dépôts. Plus au sud, longeant le front du Jura, dans la région de Bourg-en-Bresse, une formation à galets avec matrice sablo-silteuse, légèrement pentée de la bordure jurassienne vers la Saône, les Cailloutis de Saint-Étienne-du-Bois, présente enfin des analogies avec le Complexe de couverture nord bressan. Les cotes du toit sont comparables et le cortège pétrographique de la fraction sableuse est semblable à celui des Cailloutis de la Forêt d'Arne et des Sables et graviers du Bois des Vaux¹.

Les systèmes fluviaux méandrisants d'âges peu différents que nous avons invoqués se rattachent sans doute à un même niveau de base à une cote légèrement supérieure à 200 m, dans les environs de Lyon. Il n'est pas impossible que certaines surfaces « sans dépôt » de la Bresse du Nord (surfaces de 205 et 213 m de R. Fleury [1982]), imprimées sur les Sables de Chagny se raccordent latéralement avec la base de formations du Complexe de couverture, dans l'occurrence les Sables et graviers du Bois des Vaux. Elles peuvent aussi être franchement postérieures comme le propose R. Fleury [1982] et comme nous le discutons plus loin.

II.4.5 — Conclusion

Le Complexe de couverture apparaît comme le résultat du balayage N-S d'une large plaine alluviale composite. On peut alors s'interroger sur la cause de la reprise détritique enregistrée à la base et sur l'origine du renouvellement des apports. La mobilisation brutale du matériel des plateaux est pour nous un argument en faveur d'un changement climatique, avec peut-être un épisode périglaciaire sur les plateaux bordiers, même si des influences structurales ne sont pas à éliminer. La position du Complexe de couverture dans l'Eburonien et le Waalien, le site avant le refroidissement important responsable des barrages morainiques les plus externes des Dombes et du Jura mais les faunes suggèrent un climat relativement froid. Nous insistons pour notre part sur l'importance probable de ce refroidissement dans la dynamique sédimentaire.

(1) Au sud de Vonnas, par leur situation et l'âge des fossiles qui y ont été rencontrés, des cailloutis alpins [P. Sénac, 1981] peuvent être rattachés au Complexe de couverture.

III. — QUELQUES INDICATIONS SUR L'APRÈS COMPLEXE DE COUVERTURE

L'histoire de la Bresse du Nord après le Complexe de couverture n'est pas traitée dans cette note. Quelques réflexions à partir de données sédimentologiques, dans la continuité des chapitres précédents, sont toutefois proposées. Le fait saillant est, sans aucun doute, l'emboîtement de la Formation de Saint-Cosme dans le Complexe de couverture. Entre Chalon-sur-Saône et Tournus, il est d'une quarantaine de mètres en comparant leurs bases respectives ce qui témoigne d'une érosion considérable entre les deux formations.

Une confrontation avec la Bresse du Sud implique de situer ces formations par rapport aux moraines. Celles-ci se placent indiscutablement après le Complexe de couverture ; elles surmontent du reste les Cailloutis de Vonnas. Nous avons cherché à comprendre la situation de l'événement glaciaire par rapport à l'érosion invoquée entre Complexe de couverture et Formation de Saint-Cosme.

Les cotes de base des moraines externes, dans leur partie distale, sont autour de 230 m (feuille de Bourg-en-Bresse). La base de l'exutoire supposé de la Formation de Saint-Cosme, aux environs de Lyon, serait voisine de 145 m. Par ailleurs, des cailloutis à galets striés, les Cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze reposent sur les Marnes de Bresse à des cotes de 200 m vers Bourg-en-Bresse et de 160 m vers Mâcon. Nous proposons l'existence d'une importante érosion assortie d'un transit fluvial dont les dépôts, correspondant aux Cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze, se seraient emboîtés dans le Complexe de couverture et le Complexe des Marnes de Bresse. Géométriquement, cette formation se placerait naturellement en aval des moraines externes dont il est possible qu'elle soit contemporaine. Les matériaux ainsi transportés, à une cote

supérieure à celle de la base de la Formation de Saint-Cosme, auraient été évacués par un débouché aux environs de Lyon. Les Marnes de Corgentin, au-dessus des Cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze, représenteraient un épisode de barrage avec remplissage varvé. On retrouverait ainsi un lac proglaciaire, comme M. Campy [1982] l'a décrit en avant des moraines internes, au niveau de la Combe d'Ain. Les surfaces à 205 et 213 m, constantes en Bresse, pourraient éventuellement se raccorder à ce niveau lacustre, selon les suggestions de R. Fleury [1982], bien que, pour notre part nous ayons proposé de les rapprocher de niveaux du Complexe de couverture. De toute façon, la Formation de Saint-Cosme paraît emboîtée dans l'ensemble Cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze - Marnes de Corgentin et Sables de Garnerans qui leur sont superposés.

En ce qui concerne la Formation de Saint-Cosme, la dynamique du dépôt est tout à fait indépendante de l'importante phase de creusement, qui lui est manifestement antérieure. Les graviers de base ne s'apparentent pas à des dépôts fluvio-torrentiels comme les Cailloutis de la Forêt de Chaux, dont les capacités de transport des matériaux, même grossiers, sur une longue distance, étaient élevées. La liaison étroite entre les éléments des graviers et la composition pétrographique des formations encaissantes [J. Teste, 1977 ; F. Zanon, 1978], font penser plutôt, pour la Formation de Saint-Cosme, à une dynamique fluviale de même nature que celle des systèmes méandrisants, où les matériaux arrachés aux berges sont redépôtés à faible distance.

La nouveauté réelle de la Formation de Saint-Cosme en Bresse est, en tout cas, l'apparition d'un système unique, canalisé du nord au sud, approximativement selon le cours actuel de la Saône.

IV. — CONCLUSION

A partir de l'analyse des grands ensembles de formations et des phases d'érosion, sans revenir sur les détails, nous allons insister en conclusion sur les principales étapes du remplissage plio-pléistocène bressan (fig. 6).

1 — Le Complexe des Marnes de Bresse : appel de sédimentation dans un fossé d'effondrement en avant du domaine jurassien. L'alimentation se fait essentiellement par des matériaux alpins à la fois par le nord et par le sud, la subsidence différentielle dirigeant des systèmes fluvio-palustres. Les paramètres tectoniques semblent largement prépondérants, même si l'afflux des éléments alpins peut-être lié avec une phase climatique chaude.

2 — Le Complexe de couverture : épandage alluvial pelliculaire dans un bassin à fond plat. Des cours d'eau N-S trouvent, sans doute, un niveau de base assez constant aux abords de Lyon. L'encombrement de sédiments sur les bordures est à relier à une mobilisation de matériaux sur les plateaux, due essentiellement à un refroidissement climatique.

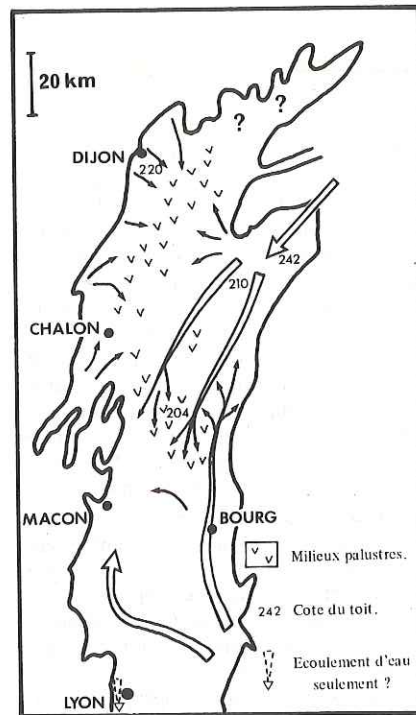
3 — Une longue et importante phase d'érosion s'amorce à partir du sud, selon toute vraisemblance rattachée à un abaissement du seuil au niveau de Lyon.

4 — En avant du front morainique externe l'érosion s'intensifie ; des systèmes fluvio-glaciaires évacuent des matériaux à galets striés vers le seuil de Lyon.

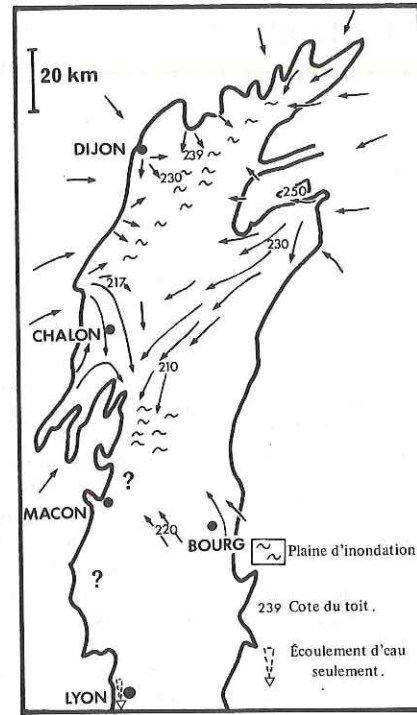
5 — Un ou plusieurs barrages provoquent l'accumulation de dépôts lacustres en avant des moraines.

6 — L'érosion s'accroît encore, toujours par abaissement du seuil de Lyon et se développe jusque dans le nord de la Bresse, préfigurant le réseau de la Formation de Saint-Cosme. Le transit des Cailloutis de la Formation de Saint-Cosme remplit une faible part de cette incision. Un ou des barrages permettent l'accumulation d'argilites varvées.

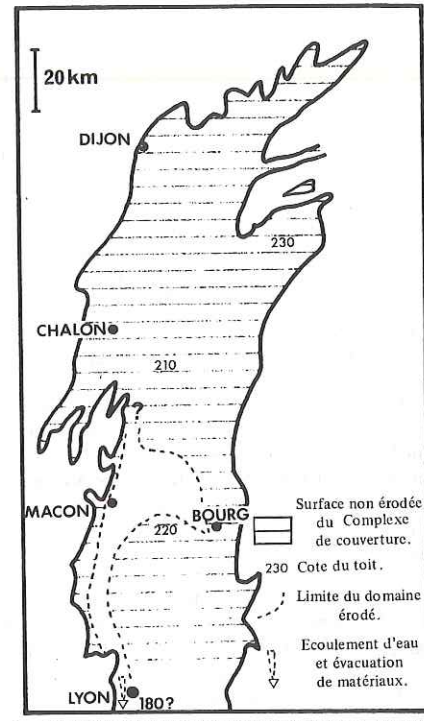
Le Système de la Saône avec ses terrasses représente la phase finale du remplissage.



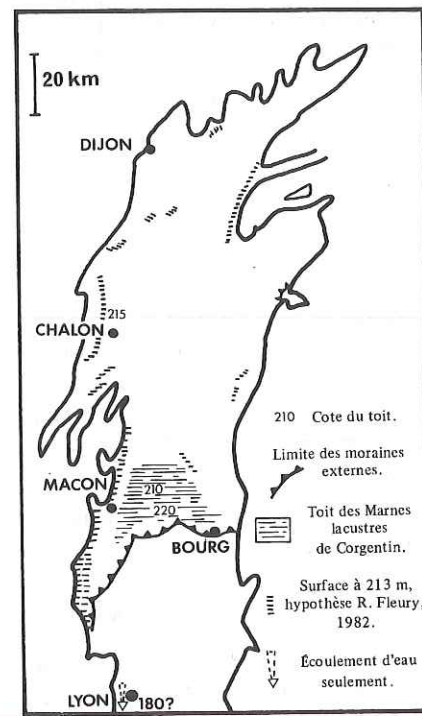
1. - COMPLEXE DES MARNES DE BRESSI.



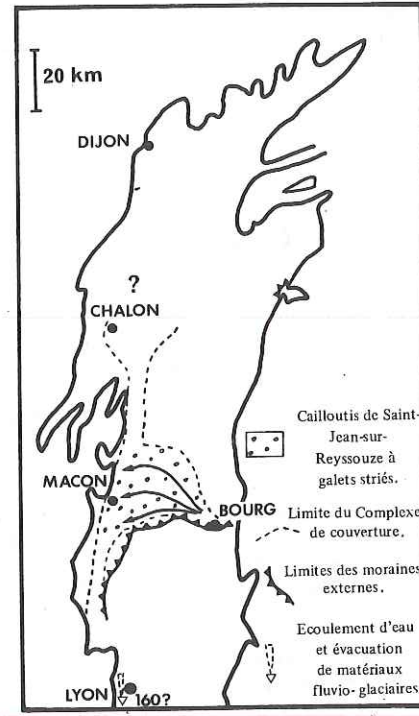
2. - COMPLEXE DE COUVERTURE BRESSAN.



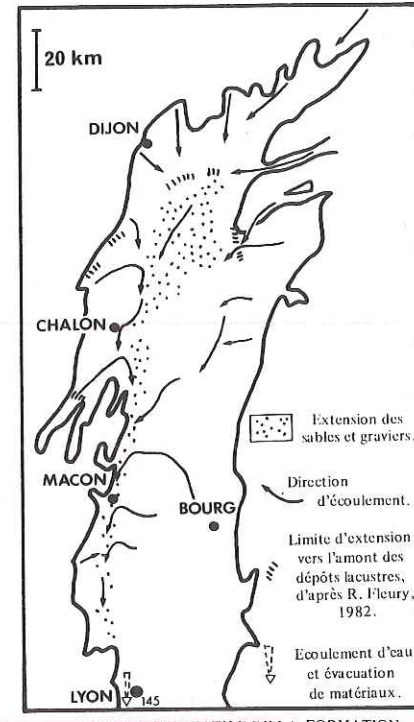
3. - EROSION DU COMPLEXE DE COUVERTURE BRESSAN.



5. - BARRAGE GLACIAIRE ET NIVEAUX LACUSTRES.



4. - INSTALLATION DES MORAINES EXTERNES.



6. - SYSTEME FLUVIATILE DE LA FORMATION DE SAINT-COSME.

FIG. 6. — Les grandes étapes du remplissage plio-pléistocène bressan.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BONVALOT J. (1974). — Les Cailloutis de la Forêt de Chauv (Jura) ; leurs rapports avec les matériaux détritiques du Sundgau et du nord de la Bresse. Thèse 3^e cycle, Dijon, 134 p., 9 fig., 11 tabl., 6 pl., annexes, 89 p.
- BONVALOT J. (1977). — Données sédimentologiques récentes sur les Cailloutis de la Forêt de Chauv (Jura). *Bull. BRGM, Fr.*, (2) sect. I, n° 4, pp. 341-352, 2 fig., 2 tabl.
- BONVALOT J. et al. (1984). — Tableaux stratigraphiques proposés pour le Plio-Pléistocène bressan. *Géologie de la France*, n° 3, pp. 309-314.
- BONVALOT J., COUREL L., SEDDOH F. (1974). — Données sédimentologiques récentes sur le remplissage tertiaire et quaternaire de la Bresse septentrionale. Conséquences chronologiques et paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, 278, (D), pp. 3055-3058, 1 fig.
- BONVALOT J., SEDDOH K. F. (1976). — Néogène de sphère dans des marnes villafranchiennes de la Bresse septentrionale. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, fasc. 5, pp. 223-225, 1 fig.
- CAMPY M. (1982). — Le Quaternaire franc-comtois ; essai chronologique et paléoclimatique. Thèse de doctorat d'état, Besançon, 575 p., 222 fig., 8 pl.
- CAMPY M. (1982). — Notice carte géologique à 1/50 000 de Pesmes. In Campy M. et al., BRGM, Orléans, 40 p.
- CHALINE J. (1984). — La séquence des Rongeurs de Bresse en tant que référence biostratigraphique et paléoclimatique. *Géologie de la France*, n° 3, pp. 251-258.
- CHALINE J., CLAIR A., PUISSEUR J.-J., RAT P. (1974). — Les formations villafranchiennes en marge du fossé bressan, entre Dijon et Beaune (Côte d'Or). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, 278, (D), pp. 3295-3298, 1 fig.
- CLAIR A. (1982). — Notice carte géologique à 1/50 000 de Dijon, BRGM, Orléans, 52 p.
- COLLIN J.-J., avec la collaboration de TOUBIN J. (1968). — Connaissance de l'hydrogéologie de la plaine Saône-Doubs (Côte d'Or, Jura, Saône-et-Loire). BRGM S.G.R. Jura-Alpes, Villeurbanne, 67 p. ; annexes 44 p.
- DELAFOND F., DEPERET C. (1893). — Les terrains tertiaires de la Bresse et leurs gîtes de lignites et de minerais de fer. Étude des gîtes minéraux de la France. Paris, Imprimerie nationale, t. I : texte, 332 p. ; t. II : atlas, 19 pl., 1 carte géologique à 1/320 000.
- DORET G. (1972). — Levé et étude géologique de l'ouest de la feuille de Mirebeau à 1/50 000. Thèse de 3^e cycle, Dijon, 67 p., 13 fig., 6 pl.
- DOUVILLÉ R. (1913). — Remarques à propos du Rhin français pliocène. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.* Paris, n° 18, pp. 214-216.
- DOUVILLÉ R. (1914). — Révision de la feuille de Besançon à 1/80 000 (terrains tertiaires et quaternaires). *Bull. Serv. Carte géol. Fr. et Topo. souter.*, Paris, t. XXIII, n° 136, pp. 71-75.
- DREYFUSS M., THÉOBALD N., THIÉBAUT J. (1962). — Vue d'ensemble sur le Jura Franc-comtois et sur la retombée méridionale des Vosges. *Ann. Sci. Univ. Besançon*, 2^e sér., Géologie, fasc. 16, pp. 93-112, 2 pl.
- DUPLAIX S., GUILLAUME S. (1962). — Étude de quelques formations détritiques du Crétacé moyen du Jura. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), t. IV, n° 2, pp. 311-321, 1 fig., 2 tabl.
- DUPLAIX S., GUILLAUME S., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1965). — Le Tertiaire de la Bresse, stratigraphie et minéralogie, comparaison avec les régions voisines. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, Paris, 2^e sér., vol. VII, fasc. 2, pp. 135-148, 3 fig., 4 tabl.
- FLEURY R. (1982). — La Formation de Saint-Cosme dans la Bresse du Nord ; ses relations avec les événements du Pléistocène bressan. Thèse de doctorat d'Université, Dijon et *Documents du BRGM*, Orléans, n° 53, 1983, 116 p., 31 fig.
- GLANGEAUD L. (1949). — Évolution morphotectonique du Jura septentrional pendant le Miocène supérieur et le Pliocène. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, 229, pp. 720-722.
- KERRIEN Y. (1979). — Notice carte géologique à 1/50 000 de Dole. In : Chauve P. et al., BRGM, Orléans, 32 p.
- LATREILLE G. (1969). — La sédimentation détritice au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, n° 33, 254 p., 78 fig., 39 tabl. ; annexes 81 p.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1962). — Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. *Mém. BRGM*, Paris, n° 16, 170 p., 54 fig., 10 pl.
- MAZENOT G. (1945). — Les lignites bressans, le bassin lignitifère de Chaumergy. Direction des mines. *Publications BRGM*, Paris, n° 1, 144 p., 35 fig., 12 tabl., 1 pl.
- PERRIAUX J. (1961). — Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, n° 18, 236 p., 27 fig., 46 tabl., 10 pl.
- PUISSEUR J.-J. (1984). — Les faunes malacologiques plio-pléistocènes de la Bresse ; significations écologique, climatique et chronologique. *Géologie de la France*, n° 3, pp. 281-302.
- RAT P. (1976). — Structures et phases de structuration dans les plateaux bourguignons et le nord-ouest du fossé bressan (France). *Geol. Rundschau*, Stuttgart, Band 65, 1, pp. 101-126, 14 fig.
- ROLLIER L. (1907). — Sur la provenance des galets et des sables de la Forêt de Chauv, près Dole (Jura) et sur l'origine de la terre agraire en Franche-Comté. *Bull. Soc. Ag. Haute-Saône*, Vesoul, pp. 209-232.
- SÉNAC P. (1981). — Le remplissage détritico-plio-pléistocène de la Bresse du Nord. Ses rapports avec la Bresse du Sud. Thèse 3^e Cycle, Dijon, 235 p., 39 fig., 57 tabl.
- TESTE J. (1977). — Étude sédimentologique des formations plio-quaternaires de la Bresse du Nord. Feuilles à 1/50 000 de Chagny, Pierre et Poligny. Thèse 3^e Cycle, Dijon, 96 p., 30 fig., 2 tabl. ; annexes, 61 p., 4 pl.
- TCHIMICHKIAN G., REULET J., VATAN A. (1958). — Étude pétrographique des matériaux mollassiques de quelques sondages profonds de Bresse. *Éclogae Geol. Helv.*, Bâle, vol. 51, n° 3, pp. 1093-1114, 2 fig., 3 tabl.
- VATAN A., JOURNAUX A. (1949). — Premiers résultats d'une étude pétrographique des matériaux des plaines de la Saône. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, n° 5, pp. 90-91.
- ZANON F. (1978). — Levé cartographique de la feuille de Louhans à 1/50 000. Étude sédimentologique de la Bresse louhannaise. Thèse 3^e Cycle, Dijon, 64 p., 13 fig., 6 tabl. ; annexes, 39 p., 4 pl.

ANALYSES DE MINÉRAUX LOURDS

Les analyses de minéraux lourds portent sur la fraction 50 à 500 μ . La teneur pondérale représente la teneur en minéraux lourds transparents, opaques et altérés. Cette teneur est exprimée en poids et correspond à 100 g de la fraction 50 à 500 μ .