

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

LONS-LE-SAUNIER

par

P. CHAUVE, M. CAMPY, D. CONTINI, J. MARTIN,
E. PETITJEAN, F. SEQUEIROS



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
LONS-LE-SAUNIER À 1/50 000
(2^e édition)**

par

**P. CHAUVE, M. CAMPY, D. CONTINI, J. MARTIN,
E. PETITJEAN, F. SEQUEIROS**

1993

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : CHAUVE P., CAMPY M., CONTINI D., MARTIN J., PETITJEAN E., SEQUEIROS F. (1993) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Lons-le-Saunier** (581) – Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Chauve, M. Campy, D. Contini, J. Martin, E. Petitjean, F. Sequeiros (1993), 62 p.

– *pour la notice* : CHAUVE P., CAMPY M., CONTINI D., MARTIN J., PETITJEAN E., SEQUEIROS F. (1993) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Lons-le-Saunier** (581) – Orléans : BRGM, 62 p. Carte géologique par P. Chauve M. Campy, D. Contini, J. Martin, E. Petitjean, F. Sequeiros (1993).

© BRGM, 1993. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1581-0

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ	5
INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	6
DESCRIPTION TECTONIQUE	6
<i>UNITÉS DE SURFACE</i>	6
<i>FORMATIONS RECONNUES PAR SONDAGES</i>	8
HISTOIRE GÉOLOGIQUE	14
DESCRIPTION DES TERRAINS	17
<i>SECONDAIRE</i>	17
<i>QUATERNAIRE</i>	28
Formations plio-quaternaires de Bresse	28
Formations superficielles alluviales	30
Formations superficielles résiduelles (altérites) et de versant	34
CONTEXTE STRUCTURAL ET ÉVOLUTION DU JURA EXTERNE	35
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	40
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	40
<i>RESSOURCES MINÉRALES, CARRIÈRES</i>	41
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	43
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	43
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	43
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	46
AUTEURS	46
ANNEXE I: <i>APERÇU SUR LA RÉPARTITION ET L'EXTENSION DES FORMATIONS BRESSANES ORIENTALES</i>	47
ANNEXE II: <i>SITUATION, CARACTÉRISTIQUES ET COUPES DES SONDAGES PROFONDS</i>	52
ANNEXE III: <i>ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS DES FORMATIONS PLIO-QUATERNAIRES BRESSANES</i>	62

RÉSUMÉ

La feuille à 1/50 000 Lons-le-Saunier s'étend de part et d'autre de la zone de contact entre la Bresse et le Jura.

La partie bressane de la feuille correspond à la partie orientale d'un bassin d'effondrement tertiaire (éolo-oligocène) formé lors de l'édification des rifts ouest-européens. Il se prolonge au Sud dans la vallée du Rhône et il est relié au fossé rhénan par la « faille transformante » de l'Ognon. Le remplissage détritique débute à l'Éocène et se termine au Quaternaire.

Seul le Jura externe est représenté. D'Ouest en Est, on rencontre successivement le faisceau lédonien, le premier plateau, la chaîne de l'Euthe et la frange occidentale (creusée par la vallée de l'Ain) du plateau de Champagne.

Le Jura est une chaîne de couverture. Le socle paléozoïque et le tégument triasique inférieur et moyen ne sont connus que par les sondages, qui ont mis aussi en évidence un bassin de charbon d'âge stéphanien. Le niveau de décollement est constitué par les évaporites du Keuper. La couverture s'étage entre le Trias supérieur et le Jurassique supérieur. Une importante phase d'érosion a affecté la partie occidentale avant son décollement et son charriage sur la Bresse au Mio-Pliocène.

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Lons-le-Saunier recouvre une partie de la Bresse orientale et un grand secteur du Jura externe.

À l'Est de la plaine de la Bresse, les collines du Vignoble, ou faisceau lédonien, s'échelonnent jusqu'à la corniche marquant le rebord occidental du plateau de Lons-le-Saunier. Plus à l'Est enfin, les reliefs d'orientation SW-NE de la chaîne de l'Euthe marquent la limite avec la vallée de l'Ain qui entaille la partie occidentale du plateau de Champagne.

D'Ouest en Est, la nature des affleurements varie : plio-quaternaire en Bresse, liasique à triasique dans le faisceau lédonien, jurassique moyen dans le premier plateau, plus variée dans la zone plissée de l'Euthe, glaciaire dans les entailles du second plateau. Elle explique la variété des paysages d'un compartiment à l'autre et le caractère propre de chacun, mais ne suffit pas à définir la structure d'ensemble de ce secteur.

En effet, si les formations plio-quaternaires de Bresse reposent normalement sur la bordure externe du Jura, seuls les sondages de la région de Lons-le-Saunier, et en particulier celui de Courlans, ont montré le chevauchement du Trias et du Jurassique de la bordure du Jura sur le Mio-Pliocène de la Bresse. Ces sondages ont aussi confirmé le décollement de la couverture sur son socle et mis en évidence l'existence d'un bassin houiller dans la région de Lons-le-Saunier.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les études les plus anciennes sont celles de L.A. Girardot (1890-1896) qui a établi les grandes subdivisions de la stratification des terrains secondaires. La stratigraphie du Jurassique moyen a été reprise en détail par D. Contini (1970, 1984 a et b). Les formations plio-quadernaires ont été revues récemment par le Groupe Bresse (*Géologie de la France*, 1984, n° 3). Des forages réalisés entre 1940 et 1960 ont permis de reconnaître les parties profondes.

La cartographie géologique a été tout d'abord entreprise par le frère Ogerien (1865). Trois éditions successives de la feuille à 1/80 000 Lons-le Saunier ont été données par M. Bertrand (1884), E. Fournier et M. Piroutet (1928), et par différents auteurs du BRGM et des universités de Besançon, Lille et Paris en 1968. La première édition à 1/50 000 de cette carte a été réalisée par une équipe d'ingénieurs du BRGM en 1966.

Les levés de surface permettent de mettre en évidence trois grands groupes d'affleurements :

- les formations plio-quadernaires de la fin du remplissage bressan ;
- la couverture jurassienne du Jura externe, avec d'Ouest en Est les lanières du faisceau lédonien, le premier plateau, la chaîne de l'Euthe et l'amorce du second plateau ;
- les entailles et dépôts continentaux ou glaciaires d'âge quadernaire.

L'étude des sondages permet de confirmer le décollement et le charriage de l'ensemble du Jura externe sur la Bresse et de décrire la structure et la composition du socle jurassien ainsi que la profondeur et la nature du remplissage tertiaire bressan.

DESCRIPTION TECTONIQUE

UNITÉS DE SURFACE

La Bresse

Elle ne montre à l'affleurement que les termes ultimes du remplissage bressan. Les couches sont horizontales et les étapes du remplissage et de la structuration du fossé ne peuvent être étudiées qu'à partir des forages.

Les formations plio-quadernaires de Bresse sont situées dans la partie orientale de la Bresse louhannaise, région appartenant à la « Bresse du Nord ». Ce domaine est caractérisé, pour la période considérée, par des apports d'origine alpine liés au système de l'Aar-Doubs. Le Plio-Pléistocène y correspond à trois cycles sédimentaires successifs (annexe 1) :

- le complexe des marnes de Bresse ;
- le complexe de couverture nord-bressan ;
- le complexe de Saint-Cosme.

Seules des formations appartenant au complexe des marnes de Bresse sont représentées à l'affleurement. Leur identification a été facilitée par la réalisation de 26 sondages à la tarière (Petitjean, 1990).

Le faisceau lédonien

Il forme une bande structurée d'orientation subméridienne, à relief peu marqué car très érodée. Il est essentiellement constitué de Trias, de Lias marneux et d'un peu de Jurassique moyen calcaire qui arme et oriente les lignes de relief, ou lanières, allongées du Nord au Sud.

La partie occidentale (le Vignoble externe) est formée de compartiments étroits, souvent monoclinaux, rarement plissés, recoupés par des failles souvent obliques aux structures. Les vallées de la Seille au Nord et de la Vallière au Sud le partagent en trois tronçons qui semblent décalés par des accidents N 120 masqués sous les alluvions. L'allure des lanières étroites de Jurassique supérieur situées en bordure externe, souligne bien le décalage des structures. Des failles inverses à regard W ont été cartographiées, d'autres interprétées grâce aux données de forages, mais dans l'ensemble les accidents sont serrés et assez redressés.

La partie orientale (le Vignoble interne) est composée de compartiments plus larges et peu accidentés. Ils sont caractérisés par l'importance des niveaux de Keuper et de Lias inférieur (Hettangien et Sinémurien) ; globalement subtabulaires, ils constituent la bordure érodée du plateau calcaire de Lons-le-Saunier. Quelques buttes-témoins : bois de Charney, chapelle Saint-Michel, Montain, château du Pin, ... subsistent à l'Ouest, en avant de la corniche calcaire.

Le plateau de Lons-le-Saunier

Il est constitué par les calcaires du Jurassique moyen qui forment des falaises ou des corniches calcaires festonnées par l'érosion en vallées profondes et digitées, appelées reculées, caractéristiques des entailles du relief tabulaire jurassien. La falaise externe est souvent bordée par une pincée qui est responsable de son allure rectiligne.

Le plateau est affecté par de grandes failles, la plupart à rejeu horizontal, sur lesquelles s'alignent les lobes des reculées et qui décalent la bordure du plateau.

La chaîne de l'Euthe

Sur la feuille Lons-le-Saunier, la chaîne de l'Euthe correspond à une zone en relief qui barre à l'Est le premier plateau. La structure en fossé de cet accident, bien visible sur les feuilles Champagnole et Salins-les-Bains, disparaît en pénétrant sur la feuille Lons-le-Saunier. Elle fait place à un ensemble plissé et faillé qui se présente en première approximation comme une voûte anticlinale de Jurassique moyen, écaillée et chevauchante à l'Ouest sur les formations du plateau de Lons-le-Saunier où subsistent des lambeaux de Jurassique supérieur.

Le plateau de Champagnole

Il occupe l'extrémité sud-ouest de la feuille. Seules quelques buttes-témoins et la bordure occidentale du plateau calcaire (Jurassique supérieur) sont présentes car la plus grande partie de sa surface est occupée par les formations glaciaires de la combe d'Ain qui l'entaille.

FORMATIONS RECONNUES PAR SONDAGES

35 sondages ont été réalisés, principalement dans la région de Lons-le-Saunier (tabl. 1). Ils permettent d'appréhender, sous la couverture jurassienne, le socle hercynien, d'accéder au remplissage tertiaire de la Bresse, et de préciser les étapes de structuration du fossé bressan ainsi que celles du charriage de la couverture jurassienne sur la Bresse.

Données des sondages

Sur la feuille, deux sondages ont traversé le Tertiaire sous la nappe. Le sondage de Courlans a rencontré successivement, sous le plan de charriage à la cote - 108, le « Pontien », le « Vindobonien », le Chattien, le Stampien et le Sannoisien, soit au total 589 m de formations tertiaires. Le Jurassique supérieur a été atteint à - 697 m. Le sondage de Messia s'est arrêté dans le Sannoisien à 945 m. Les sondages tout proches de Courbouzon et de Montmorot 1 et 2 ont par contre atteint le socle antétriasique à des profondeurs respectives de 1 415 m, 934 m et 1 061 m sans rencontrer de Tertiaire sous le plan de charriage. Ce qui - si l'on tient compte de l'épaisseur de la couverture secondaire - amène à estimer le rejet oligocène dans ce secteur à environ 1 900 m.

Allure du socle à l'Oligocène

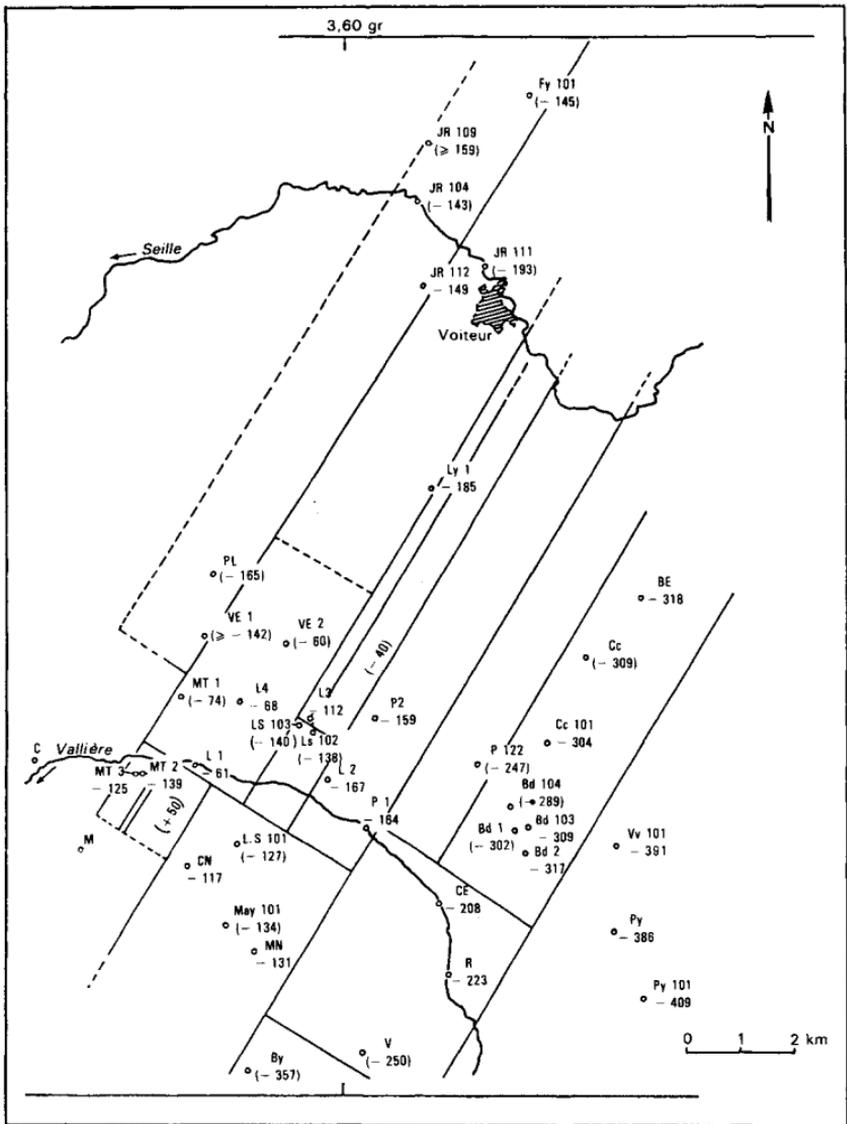
En choisissant comme repère le toit du Trias inférieur que l'on considère ici comme étant le niveau d'égalisation de l'érosion posthercynienne, on voit que les points hauts du socle sous la couverture jurassienne se trouvent en bordure de la Bresse. Mais cette zone haute ne se poursuit pas régulièrement vers le Sud puisque le forage de Messia montre, à proximité de Montmorot, le Tertiaire bressan sous cette même couverture. La construction de courbes d'égales profondeurs n'apporte pas de dessin logique et G. Lienhardt (1962, fig. 103) avait déjà envisagé des compartiments allongés vers le Nord et déviés vers l'Ouest à leur partie méridionale, ce qui ne correspond pas aux directions principales reconnues dans la couverture. C'est pourquoi nous avons essayé (Chauve *et al.*, 1988) de placer les forages sur un quadrillage d'orientation N 20 et N 140, correspondant aux directions principales reconnues en surface. En faisant des classes de variation de profondeur de 50 m, on arrive à placer les forages dans des compartiments allongés selon la direction N 20 et recoupés par la direction N 140 (fig. 1), et on peut donner l'allure du relief sur un bloc-diagramme (fig. 2) et reconstituer la carte géologique du socle après érosion et avant l'arrivée de la nappe de charriage (fig. 3).

Sondage et sigle		Cote du toit de l'autochtone		
			Épaisseur de la couverture	
			Nature du contact	
Baume*	BE	-166	432	Ki/Letten.
Bornay	BY	-243	718	Ki/Letten. (brèches)
Briod*	Bd1	-145	681	Ki/Letten.
Briod	Bd2	-162	697	Ki/Ki (brèches)
Briod*	Bd104	-133	668	Ki/Letten.
Briod*	Bd105	-145	688	Ki/Letten.
Conliège*	CE	-37	353	Ki/Letten.
Courbouzon	CN	-51	329	Brèche/Muschelkalk moyen
Courlans	C	-103	343	Letten./Pontien
Crancot*	CC101	-150	689	Ki/Letten.
Crancot*	CC86	-166	634	Ki/Letten.
Domblans	JR112	7	243	Ki/Letten.
Domblans	JR104	-12	250	Lias/Letten.
Frontenay	FY101	-19	417	Ki/Letten. (brèches)
Frontenay	JR109	-31	323	Ki/Muschelkalk
Lavigny**	LY1	0	233	Ki/Letten. (redoubl. Letten.)
Lavigny	JR114	-42	365	Ki/Muschelkalk
Lons	L1	-23	266	Ki/Muschel. moy.
Lons	L2	-19	291	Ki/Letten. (brèches)
Lons	L3	7	272	Brèches/Muschel. sup.
Lons	L4	-17	347	Brèches/Miocène continental
Lons	L102	3	301	Ki/Letten. (brèches)
Lons	L103	-32	299	Brèches/Muschelkalk
Lons*	LSud101	8	323	Ki/Letten.
Macornay	MAY101	5	269	Lias/Letten.
Messia	M	-222	460	Malm/Tertiaire
Miéry*	JR106	70	298	Ki/Letten.
Moiron	MN	5	280	Ki/Letten. (Letten. réduite)
Montmorot	CDF1	-78	370	Lias/Muschelkalk
Montmorot	CDF2	-99	350	Brèches/Muschel. moy.
Montmorot	CDF3	-105	355	Brèches/Muschel. moy.
Perrigny*	P1	0	234	Ki/Letten. (redoubl. Letten.?)
Perrigny*	P2	-15	327	Ki/Letten.
Perrigny*	P122	-103	660	Ki/Letten.
Passenans	JR105	-61	405	Brèches/Miocène continental
Plainoiseau	PL	-167	450	Ki/Muschelkalk
Publy*	PY	-226	735	Ki/Letten.
Publy*	PY101	-246	777	Ki/Letten.
Revigny*	RY	-57	401	Ki/Letten.
St-Lothain	JR110	-54	374	Malm/Miocène continental
Vernantais*	V	-90	490	Ki/Letten.
Vevy*	VV101	-229	751	Ki/Letten.
Villeneuve	VE1	-212	502	Muschel./Saxonien
Villeneuve	VE2	-30	330	Letten./Miocène continental
Voiteur	JR111	-47	296	Ki/Letten.

* : sondages où le contact n'est pas reconnu, nous l'avons identifié au toit de la Lettenkhole.

** : sondage où le contact a été situé dans la Lettenkhole.

Tableau 1 - Cotes du toit de l'autochtone rencontrées en sondages, épaisseur de la couverture et nature du contact autochtone-allochtone (Ki : Keuper inférieur ; Letten. : Lettenkohle).



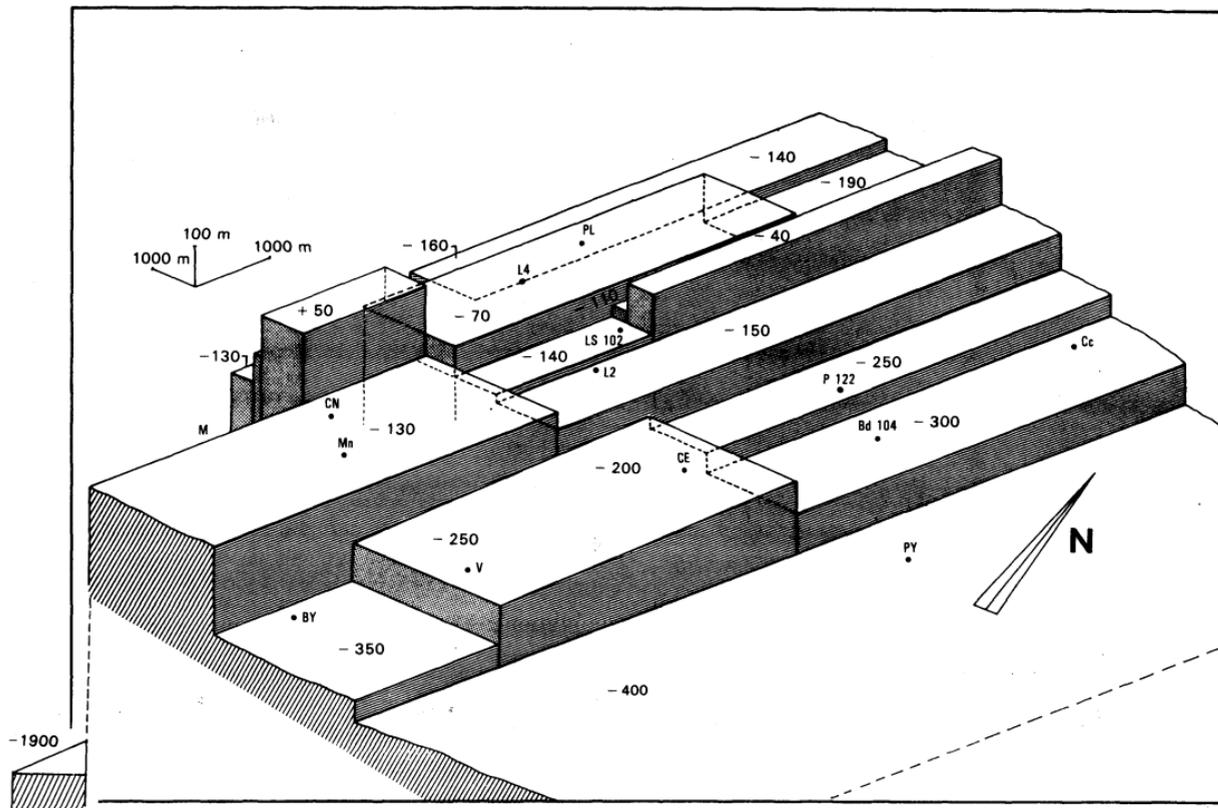


Fig. 2 - Bloc-diagramme montrant l'allure du Jura externe à l'Oligocène. Les surfaces des blocs correspondent au toit du Trias inférieur

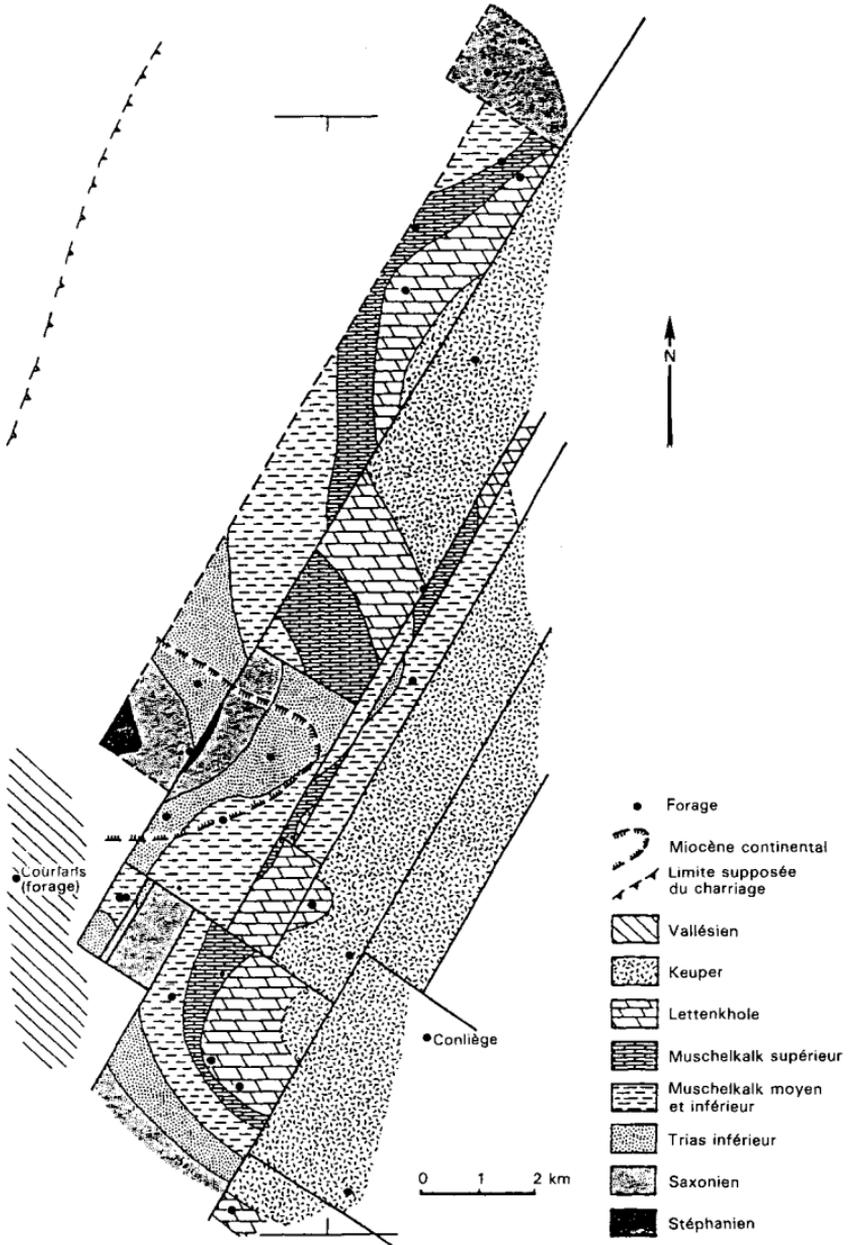


Fig. 3 - Écorché géologique du socle sous le plan de charriage

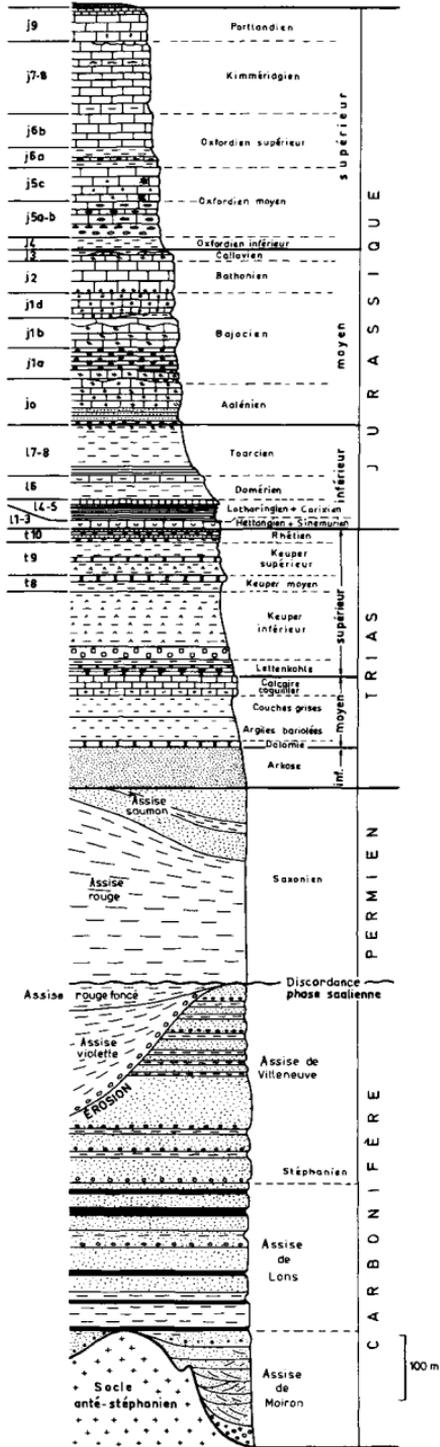


Fig. 4 - Colonne stratigraphique

Autres renseignements apportés par les sondages

Les forages externes de Courlans et Messia ont montré le charriage de la couverture jurassienne sur la Bresse et permis de reconnaître le remplissage tertiaire de la Bresse. Le forage de Courlans est le plus complet puisqu'il a recoupé successivement le Vallésien (« Pontien » des auteurs), le Tortonien, l'Aquitaniien, l'Oligocène, l'Éocène et le Jurassique supérieur (Séquanien ?) effondré.

La majorité des sondages permettent de situer le niveau du décollement au Trias supérieur, et sous ce décollement de reconnaître le tégument constitué par le Muschelkalk et le Bundsandstein.

Sous le Trias inférieur, le socle a été touché en plusieurs points permettant de reconnaître, suivant les endroits, le Permien, le Stéphanien dans lequel se développent des couches de charbon, ainsi que le socle cristallin (fig. 4).

Quelques sondages enfin ont montré (Lons, Montmorot, Villeneuve,...) la présence de Miocène continental entre le niveau du décollement et le tégument.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Par sa situation privilégiée au contact Bresse—Jura et la densité importante de sondages réalisés dans la bordure jurassienne, la feuille Lons permet de bien appréhender les événements tectoniques qui ont affecté le Jura externe depuis la fin du Paléozoïque jusqu'à l'époque actuelle.

La fin du Paléozoïque et l'établissement de la plate-forme jurassienne

La variété des affleurements du socle cristallin (gneiss, granite, migmatite) reconnus sous le Permien ou le Stéphanien selon les points, permet d'affirmer que le socle jurassien se situait dans le domaine des déformations de la chaîne hercynienne structurée. À la fin du Paléozoïque, les reliefs étaient peu à peu érodés et les bassins stéphanien et permien progressivement comblés, permettant aux derniers épandages détritiques du Trias inférieur de niveler la future plate-forme jurassienne.

L'invasion marine triasique et liasique

À partir du Muschelkalk tout d'abord, mais surtout à partir du Lias, la région est envahie par la mer. Des faciès marneux et calcaires témoignent de l'établissement d'une plate-forme calcaire plusieurs fois recouverte par des invasions détritiques argileuses. Des variations de faciès témoignent d'une distension en relation avec l'approfondissement des séries vers l'océan alpin.

L'établissement des plates-formes carbonatées du Jurassique moyen et supérieur et du Crétacé

Pendant le Jurassique et le Crétacé, une mer épicontinentale couvre le Jura, des plates-formes carbonatées s'y développent. Un épisode d'émer-sion temporaire marque la fin du Jurassique et le début du Crétacé, souligné par la présence des faciès lagunaires du Purbeckien.

L'émer-sion crétacée

La fin du Crétacé est marquée par le retrait de la mer vers l'ESE et l'Ouest. Le Jura externe est émer-gé et l'érosion karstique commence à se manifester.

Le remplissage bressan pendant le Tertiaire

L'étude des forages de Vincelles, Ratte, Trenal, Courlans et Messia (Lefa-vrais-Raymond, 1962) permet de suivre les étapes du remplissage de la Bresse et les rejeux de la bordure orientale du fossé Bressan. L'Éocène est alimenté par la couverture de Crétacé supérieur ; l'effondrement principal (1 900 m à Courlans) est comblé par les conglomérats oligocènes à éléments de Crétacé inférieur et de Jurassique supérieur. À l'Aquitaniens on note un rejeu différentiel des compartiments de bordure et l'arrivée des premiers minéraux alpins. Une émer-sion miocène et une transgression tortonienne précèdent le dépôt des formations lacustres vallésiennes, l'érosion atteint alors le Lias et le Trias. Le charriage se fait sur le Vallésien qui est repoussé vers l'Ouest.

La morphologie miocène et la mise en place de la nappe

La présence de Miocène continental sous la nappe de charriage juras-sienne, et la largeur des glacis qui devaient exister à cette époque entre la dépression bressane et la première corniche du Jurassique moyen du pla-teau, conditionnent la reconstitution d'une coupe du Jura externe à cette époque. La limite morphologique du glacis au pied du plateau se situait donc à l'Est des forages qui ont rencontré le Miocène continental, et la posi-tion du forage de Baume-les-Messieurs dans la couverture se situait donc sensiblement à l'emplacement actuel de la chaîne de l'Euthe, ce qui implique que l'ensemble de la couverture soit décollé et pas seulement sa bor-dure (fig. 5).

La mise en place de la nappe se fait sur la formation vallésienne (« Pon-tien »). Deux mécanismes de mise en place ont été proposés : soit un glisse-ment localisé en bordure de la dépression bressane, soit une poussée arrière. La présence de nombreuses failles inverses dont certaines montrent un dou-ble rejeu, normal puis inverse, milite en faveur de la seconde hypothèse. L'allure du Jura lédonien, caractérisé par ses étroites lanières, s'explique par une fracturation oligocène et une reprise de compression au Miocène.

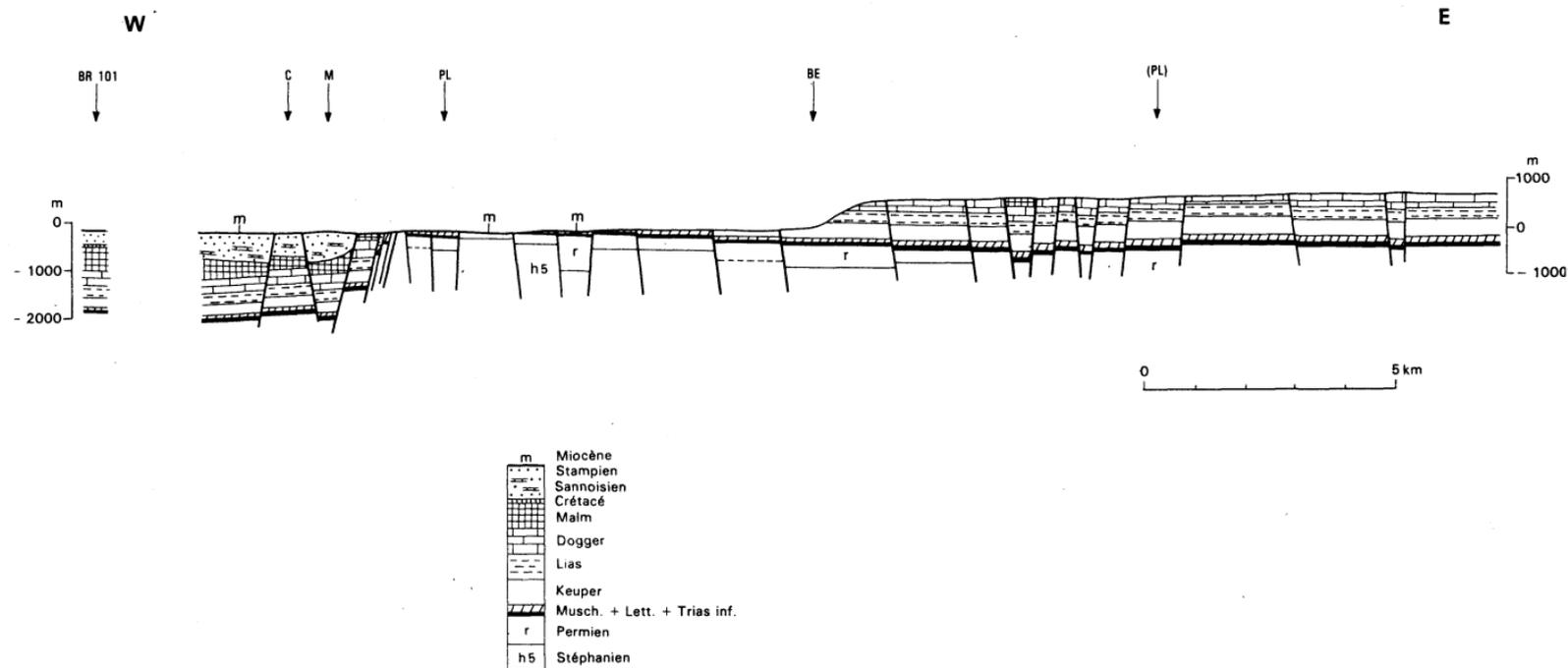


Fig. 5 - Reconstitution de l'allure du Jura externe au Miocène avant le charriage du Jura sur la Bresse

Le Plio-Pléistocène : la fin du remplissage bressan et l'établissement des surfaces d'érosion sur le Jura

Tandis que le fossé bressan se comblait, une surface d'érosion arasait la partie émergée du Jura. Cet aplanissement s'est effectué sous climat chaud et a pu être repris par une seconde étape de dégagement structural.

Les glaciations quaternaires et l'évolution tempérée récente

Une première glaciation générale et ancienne (Riss), d'origine alpine (Campy, 1982), a affecté l'ensemble du Jura. Des traces subsistent à l'avant des reculées externes sous forme de moraines frontales, et sur le premier plateau sous forme de moraines de fond. La seconde glaciation est plus locale. Centrée sur la haute chaîne, une calotte glaciaire alimentait des glaciers qui ont occupé les reculées internes du deuxième plateau. Sur la feuille Lons, seules les parties externes de ce système glaciaire sont représentées : ce sont les formations glacio-lacustres de la combe d'Ain.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SECONDAIRE

t8a ; t8b. **Keuper moyen. Marnes et « Grès à roseaux » ; « Dolomie moellon ».** Comprend à la base les « Grès à roseaux » (t8a) : 6 à 15 m de marnes avec de petits bancs de grès tendres renfermant des débris de calamites, puis des marnes rouges (10 m) ; et au sommet la « Dolomie moellon » (t8b) épaisse d'une dizaine de mètres.

Ces formations affleurent dans la reculée de Baume-les-Messieurs, ainsi qu'à l'Est de Mantry.

t9. **Keuper supérieur. Marnes, dolomies, anhydrite.** Débute par des marnes alternant avec des niveaux dolomitiques pour se terminer par des marnes à anhydrite.

L'épaisseur du Keuper supérieur peut atteindre une centaine de mètres en sondage.

t10. **Rhétien. Alternance de grès, argiles noires et calcaires dolomitiques.** L.A. Girardot (1890-1896) distingue trois assises dans cette formation. De bas en haut :

- les grès de Boisset : 10 m ;
- les dolomies cloisonnées de Lons : 8 à 9 m ;
- les marnes pseudo-irisées de Lons : 6 m.

L'ensemble du Rhétien atteint 20 à 25 m d'épaisseur ; il est formé d'une alternance de bancs de grès, de couches d'argile noire et de bancs de calcaire dolomitique. Les subdivisions de L.A. Girardot correspondent à trois grandes séquences comprenant chacune trois termes : un terme essentiellement gréseux à la base, un terme argileux intermédiaire, et un terme renfermant des bancs dolomitiques au sommet, parfois affectés de fentes de retrait.

Les niveaux de grès sont très réduits dans cette région et renferment des restes de poissons. C'est le niveau de grès de la séquence inférieure qui est le plus développé avec parfois, à la base, un niveau conglomératique à galets d'argile ou de dolomie provenant du ravinement des bancs sous-jacents.

Le terme moyen de la séquence supérieure est formé par des marnes bariolées rougeâtres, qui rappellent les « Marnes de Levallois » du Rhétien lorrain.

11-3. **Hettangien—Sinémurien. Calcaires gréseux, calcaires bleus à gryphées.** L'Hettangien ne peut être séparé cartographiquement du Sinémurien, les deux étages étant représentés par une douzaine de mètres de calcaires bleus. Une étude détaillée de la stratigraphie de cette formation est faite par J. Blaison (1961).

● L'**Hettangien** débute par des calcaires gréseux et ferrugineux épais de 1,50 à 2 m, riches en lamellibranches, et se termine par un mètre environ de calcaires bleus à *Schlotheimia angulata*, très riches en gros lamellibranches. L'épaisseur de l'étage peut atteindre 3 m dans cette région. Il est très incomplet, seule la zone à *Angulata* ayant été mise en évidence.

● Le **Sinémurien** est formé de 8 à 10 m de calcaires bleus noduleux qui renferment des niveaux à nodules phosphatés et se terminent par une surface oxydée.

Principaux fossiles rencontrés: *Gryphea arcuata*, *Pentacrinus tuberculatus*, *Zeilleria cor*, *Terebratula sinemuriensis*, *Arietites bucklandi*, *A. rotiformoides*, *Paracoronicerias charlesi*, *Amioceras semicostatum*.

14-5. **Lotharingien—Carixien. Alternances calcaires-marnes.** Les deux étages n'ont pas été distinguées cartographiquement.

● Le **Lotharingien** est formé de 7 à 9 m de petits bancs de calcaires argileux séparés par des lits de marnes dont les épaisseurs varient de 10 à 70 cm. Les bancs calcaires se débitent en « pavés blancs » et montrent de nombreuses dendrites noirâtres à la cassure.

Le Lotharingien est très riche en ammonites (Blaison, 1961): *Angulaticeras lacunatum*, *Oxynoticeras oxynotum*, *Echioceras raricostatum*, *Paltechioceras nobile*, *P. edmundi*, *Gagaticeras gagatum*.

● Un faciès presque identique se poursuit au **Carixien** sur 9 à 10 m d'épaisseur. Dans les trois derniers mètres, les niveaux calcaires sont plus importants que les niveaux marneux et ils renferment de grands *Lytoceras fimbriatum*.

Le Carixien affleure rarement car il est souvent recouvert par des glissements des marnes du Domérien.

16. **Domérien. Marnes, calcaires argilo-gréseux.** Les couches du Domérien affleurent mal et de ce fait les renseignements sont imprécis. Il y a des contradictions entre les relevés de terrain et les données des sondages.

Comme dans le reste de la Franche-Comté, le Domérien englobe deux assises :

- à la base, des marnes dont l'épaisseur est estimée à 30 m environ sur le terrain et qui dépasse 75 m dans les sondages ;
- au sommet, des calcaires argilo-gréseux dont l'épaisseur est inférieure à 10 m.

Les marnes de la base, bleu noirâtre, sont micacées. Elles renferment un niveau fossilifère riche en bélemnites à leur base, avec quelques ammonites : *Becheiceras* sp. ; et un niveau fossilifère vers le sommet, riche en avicules, *Balanocrinus*, bélemnites et amalthées, avec des terriers : *Tisoo siphonalis*.

Les marno-calcaires du sommet comprennent des gros bancs de calcaires argileux séparés par des lits de marnes micacées riches en bélemnites, plicatules, *Pecten aequivalvis* et quelques *Pleuroceras*. Leur épaisseur ne semble pas dépasser 10 m dans la région de Lons-le-Saunier.

17-8. **Toarcien. «Schistes carton», marnes de Rosnay, «couches de L'Étoile».** Le Toarcien inférieur est représenté par les «*schistes carton*» qui ont une épaisseur d'une quinzaine de mètres dans le faisceau de Lons ; ils débutent par un niveau marneux riche en bélemnites, surmonté d'un banc calcaire de 10 à 20 cm d'épaisseur, finement laminé et riche en débris de poissons.

Puis viennent une quinzaine de mètres de silts argileux laminés, pauvres en faune : posidonomes et quelques rares ammonites écrasées (« schistes à posidonomes de Périgny »).

Vers le sommet se trouvent des alignements de miches calcaires.

Dans le sondage de Publy, l'épaisseur des « schistes carton » est estimée à 26,5 m. Cette épaisseur est peut être surestimée car, en sondage, la limite supérieure n'est pas facile à placer.

Le Toarcien moyen et supérieur est un ensemble de marnes bleues renfermant des bancs de calcaires argileux et parfois sableux à la partie supérieure. Cette dernière peut localement renfermer des crinoïdes (L'Étoile, Miéry). L'ensemble est estimé à 55 m aux environs de Lons, mais l'épaisseur de cette formation augmente du Sud au Nord ; elle se réduit d'ailleurs considérablement au Sud sur la feuille Orgelet.

● Les **marnes de Rosnay** (45 m) sont des marnes bleues assez homogènes, probablement pauvres en fossiles ; on y trouve cependant quelques ammonites du Toarcien moyen : *Hildoceras semipolitum*, *Pseudogrammoceras*, et quelques lamellibranches (inocérames).

Elles donnent naissance à des loupes de glissement sur les flancs des reculées, notamment à Ladoye et Blois-sur-Seille.

● Le faciès typique des «**couches de L'Étoile**» (10 m) est formé de marnes et de bancs de calcaires argileux et sableux riches en débris de crinoïdes. Il est localisé dans le faisceau lédonien au Nord de Lons (région de L'Étoile et Miéry) et disparaît au Nord de Poligny.

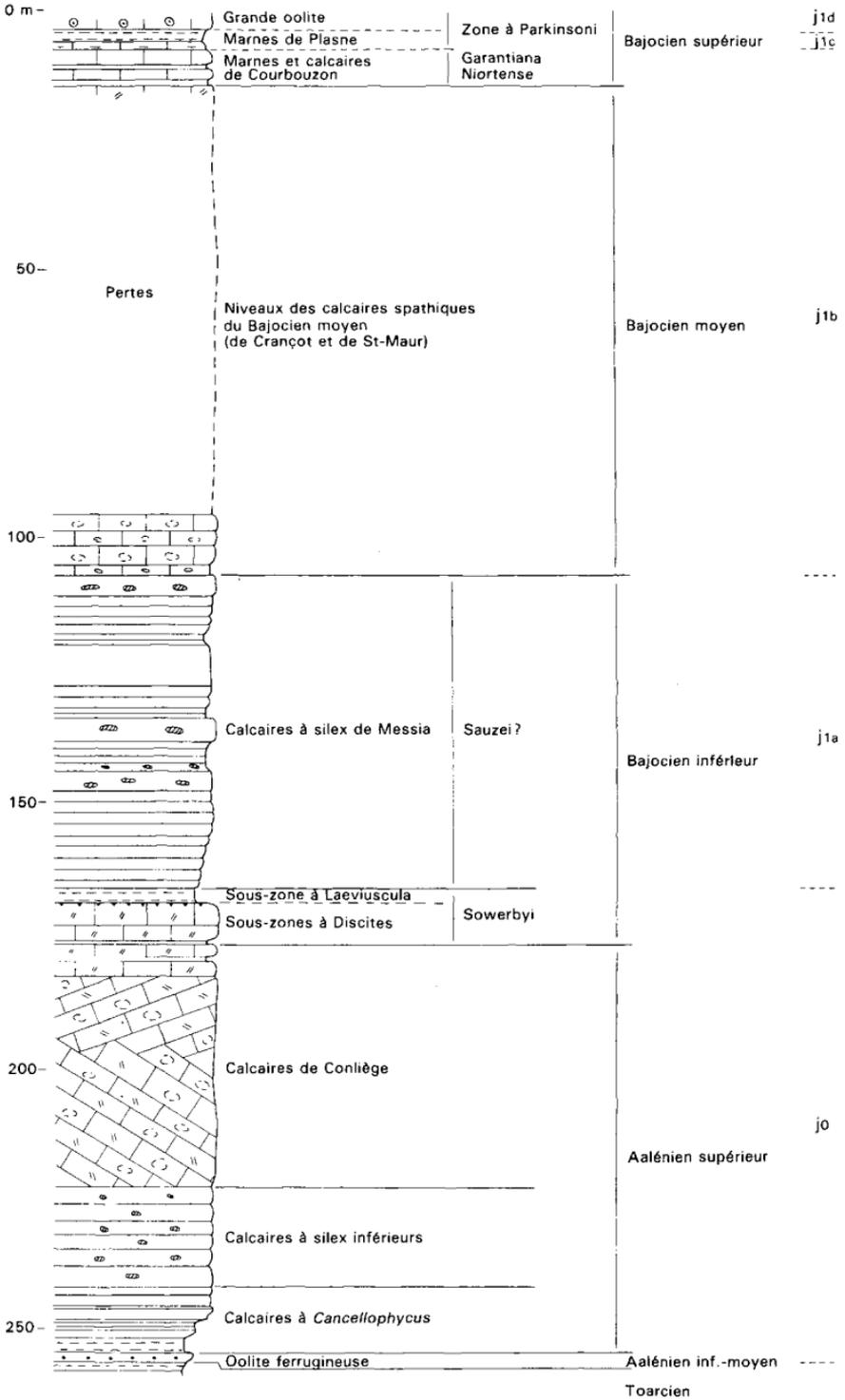


Fig. 6 - Sondage de Crançot, 1970

Vers Lons plus au Sud et vers l'Est, dans la reculée de Ladoye, il passe à une alternance de marnes et de calcaires argileux bleus renfermant de nombreuses *Dumortieria*.

jo. **Toarcien terminal—Aalénien—Bajocien inférieur p.p.** Cette unité cartographique, qui dépasse parfois 80 m d'épaisseur, est comprise entre deux niveaux-repères riches en fossiles :

- à la base, l'oolite ferrugineuse de Blois ;
- au sommet, le « banc noduleux de Ladoye ».

De bas en haut, elle comprend les cinq ensembles lithologiques suivants :

● **Oolite ferrugineuse de Blois** (Girardot, 1894). Les principaux affleurements sont à Revigny, Blois-sur-Seille, Ladoye-sur-Seille et Château-Châlon. L'oolite ferrugineuse de Blois est constante sur toute la feuille Lons-le-Saunier. Il est possible de la diviser en deux parties :

— l'oolite ferrugineuse inférieure de Blois, formée de petits bancs de calcaires argileux séparés par des lits de marnes ferrugineuses renfermant de nombreuses *Pleydellia* caractéristiques du Toarcien supérieur (0,50 à 1 m d'épaisseur) ;

— l'oolite ferrugineuse supérieure de Blois, formée d'un gros banc massif de calcaire bleu foncé à oolites ferrugineuses, d'âge Aalénien. Son épaisseur oscille de 0,70 m à 1 m. C'est un niveau condensé qui renferme de très nombreuses ammonites de l'Aalénien inférieur et moyen, c'est-à-dire des zones à *Opalinum*, *Comptum* et *Murchisonae* ; mais ce sont les horizons à *Bifidatum*, *Sehndensis* et *Bradfordensis* qui sont les mieux représentés dans la majorité des gisements. À Ladoye, le banc peut se diviser ainsi (Contini, 1970) :

- 20 cm inférieurs : zone à *Opalinum*. Faune pauvre : *Leioceras opalinoforme*, *L. lineatum*,
- 10 cm : zone à *Comptum*, riche en fossiles : *Leioceras bifidatum*, *L. comptum evolutum*, *L. uncinatum*, *Tmetoceras scissum*,
- 40 cm : renfermant une riche faune de la zone à *Murchisonae*, avec à la base un horizon à *Staufenia sehndensis* avec une abondante faune monospécifique, et au sommet un horizon à *Brasilia bradfordensis*, *B. gigantea*, *Welchia rustica*. Entre les deux, l'horizon à *Ludwigia murchisonae*, présent à Ladoye, peut manquer dans d'autres gisements.

C'est une micrite déposée dans un milieu calme, dans laquelle arrive des oolites ferrugineuses provenant de zones morphologiquement moins profondes. Les « oolites » sont en réalité dues à des encroûtements biologiques (oncolitiques) auxquels participent des nubéculaires.

● **Calcaires à *Cancellophycus*** (Girardot, 1894). L'épaisseur de ce faciès varie de 4 m à Blois à plus de 10 m à Crançot (fig. 6). Il est formé de calcaires sableux séparés par des lits de marnes sableuses, le niveau de marnes de base pouvant atteindre 1 à 2 m d'épaisseur.

Il a livré des *Graphoceras* et des *Ludwigella* de la zone à *Concavum* (Aalénien supérieur).

C'est encore un dépôt de milieu calme.

● **Calcaires à silex inférieurs de Messia** (Girardot, 1894). Épais de 6 à 10 m dans les reculées, ce niveau atteint 18 m dans le sondage de Crançot. Il renferme des calcaires finement grenus, sableux, à silex et parfois des bancs roux oolitiques et bioclastiques à litage oblique qui, plus au Nord, deviennent ferrugineux, annonçant « le fer de la Roche-Pourrie » de la région de Salins. La sédimentation a lieu dans un milieu un peu plus agité que celui du faciès précédent.

● **Calcaires oolitiques et spathiques de Conliège** (Girardot, 1894). L'épaisseur varie de 30 m vers Lons (Messia, Conliège) à 45 m en allant vers le Nord (Poligny) et vers l'Ouest (sondage de Crançot). C'est une épaisse série de calcaires roux, sparitiques, à petites oolites, bioclastes et grains de quartz, qui forme les falaises inférieures des reculées du Jura (Revigny, Baume, Ladoye). Les bancs à stratification lenticulaire montrent un litage oblique. Le sommet se termine par une surface taraudée et rubéfiée considérée comme le sommet de l'Aalénien. C'est un faciès de mer agitée peu profonde à fond subsident.

Remarque: Il faut souligner le contraste entre le niveau condensé (1 m) représentant l'Aalénien inférieur et moyen et la grande épaisseur (60 à 75 m) de l'Aalénien supérieur.

● **Marnes et calcaires argileux du Bajocien inférieur (p.p.)**. Ce niveau, que l'on peut difficilement distinguer cartographiquement du précédent, est très variable en épaisseur : de 5 m à 20 m à Messia où il est le plus développé.

Il comprend des lits de marnes noires alternant avec des bancs de calcaires plus ou moins argileux suivant les régions, renfermant des oolites et des entroques. Les sommets des bancs sont souvent rubéfiés et certains niveaux renferment de la glauconie et des galets de calcaire remaniés. Les niveaux marneux semblent plus épais à Pannessières.

La série, bien développée à Messia, varie rapidement d'une coupe à l'autre.

Le niveau le plus constant est celui que L.A. Girardot appelle les « marnes noires à bryozoaires » : ce sont des calcaires roux sableux, bioclastiques, séparés par des lits de marnes noires sableuses à bryozoaires. Son épaisseur varie de 2 m à Blois à 9,50 m à Messia. Les ammonites récoltées au Sud de la feuille Lons permettent de le dater de la sous-zone à Discites.

Les marnes à *Pholadomya* et le niveau inférieur à *A. sowerbyi* de L.A. Girardot semblent lenticulaires. À Conliège ils ont fourni *Bradfordia prae-radiata* et *Sonninia girardoti* caractéristique de la sous-zone à Laeviuscula.

j1a. **Bajocien inférieur. « Banc noduleux de Ladoye », calcaires à silex moyens de Messia**. Cette unité cartographique est facile à cerner près de Lons-le-Saunier ; elle débute par un banc-repère fossilifère : le « banc noduleux de Ladoye » et se poursuit par les calcaires à silex moyens de Messia, épais d'une trentaine de mètres.

Cet ensemble se reconnaît dans le paysage de la bordure du plateau car c'est un niveau plus tendre, plus altérable, encadré par deux falaises de calcaires sparitiques et bioclastiques. Mais vers l'Ouest : Baume, Crançot, Blois, les faciès à silex montent plus haut dans la série et envahissent la base

du Bajocien moyen. Enfin, au Nord de la carte (Grange-de-Ladoye et à l'Est de Plasne), des niveaux à silex apparaissent au sommet du Bajocien moyen. De ce fait, la limite supérieure est parfois difficile à tracer.

● **Banc noduleux de Ladoye.** Malgré sa faible épaisseur, inférieure à 1 m, ce niveau est le plus fossilifère du Bajocien inférieur. C'est un banc de calcaire noduleux, plus ou moins argileux suivant les affleurements, à pâte cryptocristalline et refermant de nombreux lamellibranches, gastéropodes et ammonites. Il contient parfois des galets calcaires comme à Passenans.

Dans les gisements de Conliège, Messia, Ladoye, il est possible de distinguer deux horizons :

— à la base, un horizon à *Sonninia patella*, *Witchellia platymorpha*, *W. laeviuscula* et *W. helvetica*, représentant le sommet de la sous-zone à *Laeviuscula* ;

— au sommet, un horizon à *Sphaeroceras gervillei*, *Itinsaites prorectus*, *Epalxites lepsiusi*, *Skirroceras freycinetti*, qui date la base de la zone à Sauzei.

● **Calcaires à silex moyens de Messia** (Girardot, 1894). Épais d'une trentaine de mètres vers Lons-le-Saunier, ce niveau augmente d'épaisseur vers le Nord-Est en direction de Blois et de Crançot où il atteint 58 m. Ce sont des calcaires fins sableux, en bancs réguliers séparés par des lits de marnes sableuses ; ils renferment de gros silex irréguliers. Pauvres en faune, ils sont datés sur la feuille Lons par encadrement : à la base, le « banc noduleux de Ladoye » représente la base de la zone à Sauzei ; au-dessus apparaissent les premiers *Stephanoceras humphriesianum*. Vers Lons, cette formation est rangée dans la zone à Sauzei, mais à Blois le même faciès se poursuit à la base de la zone à *Humphriesianum*.

j1b. **Bajocien moyen—base du Bajocien supérieur. Calcaires à polypiers, calcaires spathiques, marnes et calcaires oolitiques.** Cet ensemble cartographique montre des variations rapides de faciès dans le détail. Cependant, morphologiquement, il résiste bien à l'érosion et forme la falaise supérieure des reculées et des bordures du plateau, et le substratum d'une grande partie du plateau de Lons-le-Saunier. Son épaisseur varie entre 50 et 90 m.

L.A. Girardot distingue quatre formations dans cet ensemble qu'il nomme de bas en haut :

- les calcaires de Courbouzon et les calcaires à polypiers de Conliège ;
- les calcaires spathiques de Saint-Maur ;
- les calcaires spathiques de Crançot ;
- les calcaires spathiques supérieurs de Courbouzon.

En fait, les formations distinguées par L.A. Girardot ne sont que des corps sédimentaires d'étendue limitée, pouvant passer latéralement à d'autres faciès.

● **Calcaires à polypiers de Conliège** (Girardot, 1891). Ils ne renferment des polypiers que vers Conliège et Montmorot ; latéralement on trouve 25 m de calcaires bioclastiques à Messia et, plus à l'Est, des calcaires fins à silex (Blois, Baume, Crançot).

Ces variations rapides de faciès rendent difficile la définition des limites de ce niveau.

La limite inférieure est un banc noduleux riche en fossiles : lamellibranches, brachiopodes (*Terebratula arcelini*, *T. phyllipsi*, *T. ventricosa*, *Zeilleria waltoni*) et ammonites (*Stephanoceras humphriesianum*).

La limite supérieure coïncide avec l'apparition des calcaires bioclastiques sur l'ensemble de la région. À Messia, où ils apparaissent à la base de ce niveau, la limite supérieure est soulignée par une surface rubéfiée et taraudée.

Les polypiers, bien développés plus au Sud vers Saint-Jean-d'Étreux, sont rares sur la feuille Lons où l'on trouve, à l'Ouest, des calcaires bioclastiques avec quelques polypiers, et vers l'Est une sédimentation plus fine de calcaires à silex.

● **Calcaires spathiques de Saint-Maur.** C'est un niveau assez homogène formé de 15 à 25 m de calcaires bioclastiques à entroques et parfois oolitiques à litage oblique. Un délit marneux situé au sommet de ce niveau a fourni *Teloceras blagdeni*.

● **Calcaires spathiques de Crançot.** Les carrières de Crançot montrent deux faciès superposés :

— à la base, un calcaire oolitique à litage oblique ;

— au sommet, un calcaire bioclastique à grosses entroques. Bioclastique au Sud et vers Lons (Revigny, Courbouzon, Messia), il renferme de petits récifs de polypiers vers Ladoye, qui passent latéralement à des calcaires à silex. Ce niveau à polypiers se développe dans la région salinoise (« polypiers du fort Saint-André » de J. Marcou, 1848).

● **Marnes et calcaires spathiques supérieurs de Courbouzon.** Dans la région de Lons, ce niveau débute par quelques mètres de marnes et de calcaires argileux renfermant *Garantiana baculata althoffi* et *G. trauthi*, et se poursuit par 15 m de calcaires oolitiques et bioclastiques terminés par une surface fortement rubéfiée et taraudée.

Ce niveau, qui représente la base du Bajocien supérieur, devient plus marneux vers le Sud sur la feuille Orgelet, et diminue d'épaisseur vers le Nord.

Dans la région de Lons on ne peut pas le séparer cartographiquement des calcaires bioclastiques du Bajocien moyen.

j1c. **Bajocien supérieur. Marnes de Plasne.** Les marnes de Plasne (Marcou, 1856), dont l'épaisseur varie de 10 à 20 m, sont constantes sur la feuille Lons. Elles forment souvent des zones légèrement déformées à la surface du plateau de Lons, et c'est souvent à proximité de ces marnes que sont implantés les villages du plateau.

Très riches en carbonates, elles ne forment pas un niveau suffisamment imperméable pour supporter un aquifère intéressant. C'est souvent sur ces marnes que se trouvent les champs cultivés, et on peut rencontrer sur le plateau d'anciennes marnières d'où l'on extrayait un amendement calcaire.

Il est possible de distinguer plusieurs faciès superposés de bas en haut :

● **Bancs marneux inférieurs de Courbouzon** (Girardot, 1889). 2 à 3 m de calcaire argileux, noduleux, riche en débris d'huîtres, de bryozoaires et de brachiopodes et surmonté d'une surface rubéfiée.

● **Marnes de Plasne et de Châtillon**. Niveau épais de 5 à 6 m de marnes avec quelques bancs de calcaire argileux riches en *Liostrea acuminata*.

● **Marno-calcaires pisolithiques de Plasne**. Dans la partie nord de la feuille apparaît un faciès à grosses oncolites pouvant atteindre 1 à 2 cm de diamètre, qui se développe sur la feuille Poligny.

● **Calcaires hydrauliques de Courbouzon** (Girardot, 1891). Ils sont formés d'une alternance de bancs de calcaires cryptocristallins et de lits marneux atteignant 10 m vers Lons et diminuant d'épaisseur vers le Nord.

Les marnes de Plasne renferment des ammonites de la zone à Parkinsoni : *Parkinsonia subarietis* dans les deux unités inférieures ; et *Parkinsonia orbignyana* et *P. parkinsoni* dans les deux unités supérieures.

j1d. **Bajocien supérieur. Oolite inférieure de Syam**. Cette formation (dite aussi « Grande oolite »), épaisse de 30 à 40 m dans le faisceau lédonien, diminue d'importance vers l'Est : 20 m à Publy et 12 m seulement près de Châtillon dans la chaîne de l'Euthe.

Elle est constituée de calcaires oolitiques et bioclastiques à litage oblique et renfermant localement quelques petites colonies de polypiers.

j2. **Bathonien. Calcaires argileux à oncolites, calcaires fins, oolitiques ou graveleux**. La base du Bathonien est nette à l'Est vers l'Euthe où l'étage débute comme à Châtillon par :

- 0,70 m de calcaire argileux à oncolites à nubéculaires, renfermant de nombreux lamellibranches et brachiopodes ;
- et 7,50 m de calcaires fins à silex.

Le niveau plus argileux de base est un bon niveau-repère car il renferme de nombreux brachiopodes : *Terebratula veziani*, *Zeilleria subbucculenta*, *Rhynchonella plateia*, *Acanthothyris spinosa*.

Plus à l'Ouest dans le faisceau lédonien, ce niveau semble réduit, les silex disparaissent. Le Bathonien débute par une alternance de bancs de calcaire fin et de calcaire oolitique avec des niveaux à grosses oncolites algaires. À Lavigny, la base du Bathonien renferme des restes de végétaux terrestres (Girardot, 1894).

La plus grande masse du Bathonien est formée par des calcaires fins ou graveleux à faciès comblanchoïde à l'Ouest (Messia, Courbouzon, Lavigny) et à faciès plus grumeleux (à pelletoides) et à fins bioclastes vers l'Est.

Dans la partie orientale, vers l'Euthe, on trouve, vers le sommet, des niveaux bioclastiques et grossièrement graveleux, avec parfois des passées oolitiques et même quelques polypiers. Le dernier banc est coiffé d'une surface taraudée et renferme des terriers contenant de la blende et de la pyrite.

L'ensemble attribué au Bathonien a une épaisseur d'une soixantaine de mètres.

j3. **Callovien. « Dalle nacrée », oolite ferrugineuse.** Les changements de faciès observés dans le Bathonien entre la partie ouest et la partie est de la feuille sont encore plus marqués au Callovien ; mais ce qui caractérise cet étage, c'est sa faible épaisseur.

À l'Ouest, le seul affleurement de Callovien que nous ayons pu étudier est celui de Courbouzon. Il comprend de bas en haut :

- quelques mètres de calcaires bioclastiques : c'est la « Dalle nacrée », d'épaisseur réduite ;
- 1 m de calcaires roux noduleux à oolites ferrugineuses, riches en lamelli-branches et en ammonites de la base du Callovien moyen ;
- quelques mètres de calcaires argileux et de marnes du Callovien supérieur, cartographiés avec les marnes de l'Oxfordien inférieur.

À l'Est, plusieurs affleurements situés en bordure de l'Euthe montrent un Callovien très réduit et très incomplet. Le Callovien inférieur est réduit à un ou deux bancs riches en lamelli-branches et en brachiopodes et son épaisseur ne dépasse pas 1 m ; il peut même parfois manquer complètement. Le Callovien moyen et supérieur est représenté par 1 à 2 m d'oolite ferrugineuse riche en ammonites, mais souvent masquée par les marnes oxfordiennes.

À Bonnefontaine, la « Dalle nacrée », réduite à 0,50 m, est surmontée d'une oolite ferrugineuse anciennement exploitée comme minerai de fer et renfermant des *Erymoceras coronatum*, *Kellawaysites falcatus*, *Kosmoceras obductum*, *K. pseudogrossouvrei*, *Reineckites paronai*, *R. couffoni*.

Dans le bois des Chaumoises, l'oolite ferrugineuse renfermant de nombreuses ammonites du Callovien moyen et supérieur, repose directement sur la surface du Bathonien : le Callovien inférieur est absent. L'oolite ferrugineuse représente les zones à Jason, Coronatum et Athleta.

j4. **Oxfordien inférieur. Marnes d'Arc-sous-Montenot.** L'Oxfordien débute par une vingtaine de mètres de marnes noires à fossiles pyriteux (*Creniceras renggeri*). Les affleurements sont très rares dans la partie ouest. À l'Est, on peut suivre ces marnes en bordure de l'Euthe.

j5a-b. **Oxfordien moyen (faciès argovien). Calcaires hydrauliques de Champagnole, couches à sphérites.** Alternance de bancs de calcaires argileux et de lits de marnes beige clair.

Il n'est pas possible de séparer les couches à sphérites, dont l'épaisseur diminue à l'Est, et les calcaires hydrauliques de Champagnole qui sont au contraire bien développés vers l'Est. Il est difficile d'estimer l'épaisseur totale en raison de la tectonique.

j5c. **Oxfordien moyen (faciès rauracien). Oolite corallienne de Pagnoz.** Les calcaires oolitiques et à polypiers de la plate-forme rauracienne sont encore bien développés dans la région d'Arlay à l'Ouest du faisceau lédonien, mais leur épaisseur diminue dans la chaîne de l'Euthe, dans la région de Mirebel, où l'on ne trouve plus que les 10 m supérieurs.

Ce faciès existe encore sur la butte de Châtillon et dans le bois de l'Andriat et semble disparaître au bois du Mont-Lyon où les calcaires hydrauliques de Champagnole envahissent l'Oxfordien moyen.

j6. **Oxfordien supérieur (faciès séquanien). Marnes et calcaires fins à oncolites (« Marnes de Besançon »). Calcaires fins (« Calcaires de Besançon »).** Les rares affleurements situés sur la carte se trouvent en zone tectonisée et n'apportent pas beaucoup de renseignements stratigraphiques.

- Les « **Marnes de Besançon** », ou « marnes séquaniennes », sont des marnes très calcaires, avec des plaquettes de calcaires sableux, qui affleurent rarement dans ces régions tectonisées. Elles se subdivisent de bas en haut :
 - 3 à 5 m de calcaire fin à oncolites ;
 - 15 à 20 m de marnes avec quelques bancs calcaires ;
 - 14 m d'une alternance de bancs calcaires fins à oncolites et de lits marneux.

- Les « **Calcaires de Besançon** » (« Séquanien » supérieur), calcaires micritiques fins ou graveleux, sont visibles dans les lanières occidentales du faisceau lédonien. Ils existent encore dans la chaîne de l'Heute où ils renferment des niveaux oolitiques et bioclastiques ; ces derniers prennent de l'importance à l'Est de la vallée de l'Ain, sur la feuille Champagnole, où ils ont été décrits sous le nom de « couches de Morillon ».

j7 ; j8. **Kimméridgien. Calcaires fins ; calcaires argileux à Exogyra.** Des faciès du Kimméridgien inférieur (j7) ont été reconnus au Nord d'Arlay dans une pincée de Jurassique supérieur :

- à la base, des calcaires grumeleux gris jaunâtre avec quelques bioclastes et des calcaires fins bioturbés ;
- surmontés par des calcaires à stromatoporiés, d'une dizaine de mètres d'épaisseur ;
- et par des calcaires à radioles de cidaridés.

En deux points, le bois de Monceaux et le grand bois d'Amont, affleurent des marnes beiges à huîtres du Kimméridgien supérieur (j8).

j9. **Portlandien. Calcaires lités, dolomitiques.** Au sommet du Kimméridgien du Nord de la feuille, des calcaires lités noirs et beiges, dolomitiques, rappellent les faciès portlandiens connus plus au Nord. Ils n'ont pas été datés paléontologiquement.

QUATERNAIRE

Formations plio-quaternaires de Bresse (fig. 7)

p-IVM. **Marnes de base.** Bien développé dans la région dont il semble constituer le substratum, un faciès fin, argilo-silteux, se rencontre sous les cotes 190-200. Il a été traversé sur une trentaine de mètres au forage P5 où a été atteint en sondage le point le plus bas ($z = 165$ m). Ces « marnes de base » correspondent en fait à un ensemble de sédiments, marneux ou non, globalement argilo-silteux, à intercalations de lignite et de tourbe et à passées de sables et de silts sableux décimétriques à plurimétriques (sondages 581-5-034, 581-1-125,...).

De couleur bleu clair à gris sombre, ces « marnes » présentent par oxydation des teintes jaunâtres à brunâtres.

La puissance de cet ensemble est mal connue : la base, que nous assimilons au mur des formations pliocènes, a été recoupée à la cote + 155 m au sondage de Trenal. Là, les marnes de base reposent sur des sédiments rapportés au Miocène. Sur la carte Louhans, le mur des formations plio-pléistocènes a été rencontré aux cotes + 141,5 m (sondage de Ratte) et + 114,1 m (sondage de Vincelles). Elles se biseautent vers l'Est où leur développement est limité au front du Jura par le relèvement des formations vallésiennes.

p-IVG. **Graviers et cailloutis de Desnes.** Une dizaine de sondages ont traversé des niveaux de sables à graviers et de graves à cailloutis, de quelques décimètres à plusieurs mètres d'épaisseur, reposant sur les marnes de base. Ce faciès grossier, généralement développé à la base des sables inférieurs, peut les envahir totalement ou ne subsister que sous forme de fines intercalations au sein de ces derniers. Il est exploité à Desnes.

L'extension du faciès à cailloutis recouvre l'ensemble de la feuille. Le toit de la formation se trouve sous la cote 195-205. Vers l'Est, il se relève à proximité de la bordure jurassienne où il a été observé aux environs de la cote + 220 m (sondage 581-2-108 : 219 m ; sondage P24 : 223 m). La base, dans les sondages où elle a été atteinte, n'est jamais inférieure à la cote + 185 m.

Le faciès montre un développement maximum dans le quart nord-est du secteur, à proximité de la bordure jurassienne (carrières de Desnes-Vincent ; sondage P24,...), avec une épaisseur supérieure à 10 m. Ailleurs, son développement est irrégulier : niveaux plurimétriques bien individualisés à la base des sables inférieurs (sondage P17, P11, P10, P23, P15, P16) ou fines passées noyées dans ces mêmes sables (sondages P7, P16, P12 et P13).

p-IVS. **Sables du bois de Ban.** Les sondages ont montré un ensemble de sables surmontant ou passant latéralement aux cailloutis de Desnes et reposant alors sur les marnes de base. De couleur bleue à gris-jaune, ces sables sont quartzo-lithiques, fins à moyens, propres et bien classés, à passées de silts et de silts sablo-argileux. Le sondage P13 en a traversé 30 m sans atteindre la base.

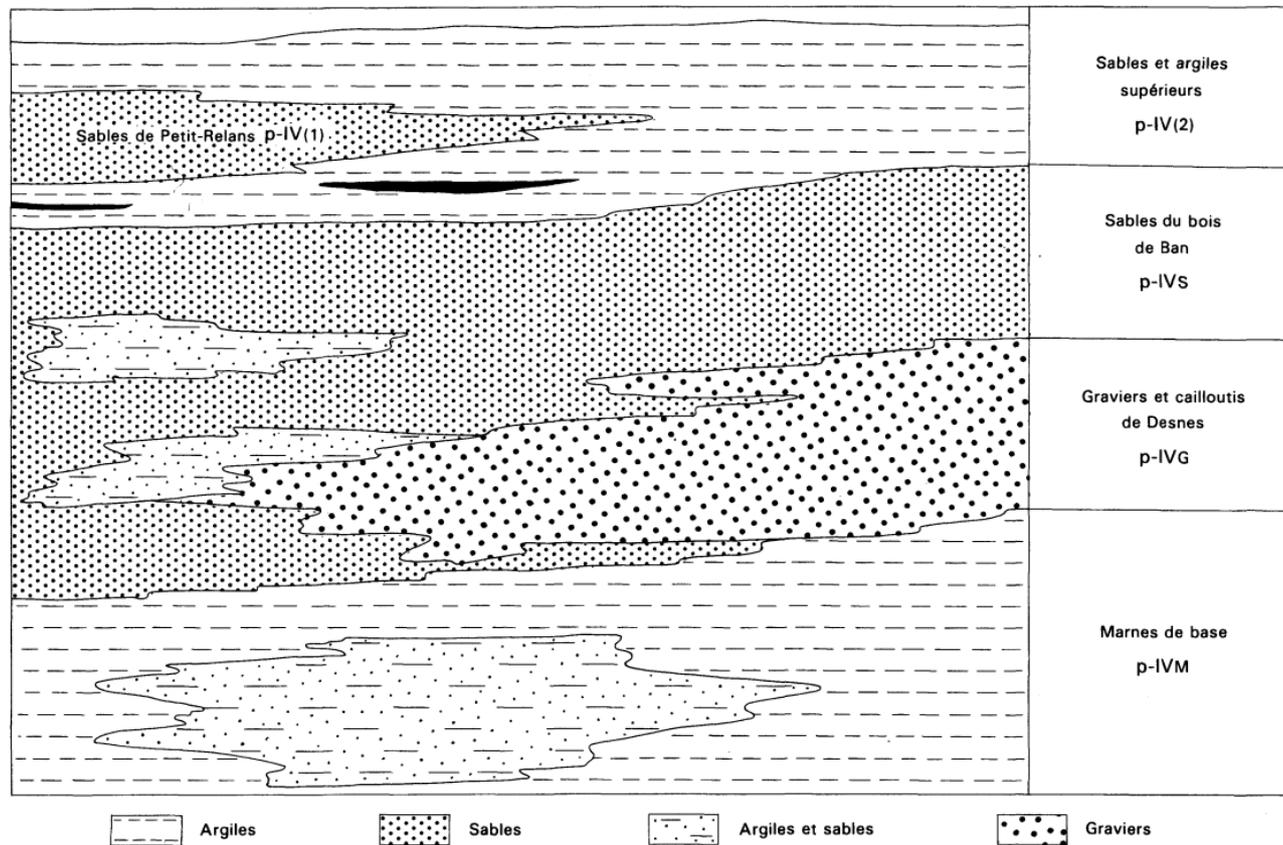


Fig. 7 - Schéma sans échelle illustrant les relations entre les faciès des marnes de Bresse

p-IV (1) et (2). **Sables du Petit-Relans et argiles.** La partie supérieure des formations bressannes comporte des marnes supérieures et des marnes inférieures, difficiles à distinguer sauf lorsqu'elles sont associées aux lentilles de sables qui les subdivisent. Dans les cas les plus favorables on peut distinguer les argiles supérieures, les sables de Petit-Relans et les argiles à lignite de Vincent.

Sur les sables de Petit-Relans vient un ensemble d'argiles et d'argiles silto-sableuses panachées brun-bleu, à fragments ligneux disséminés. Le sondage P8, interrompu par un problème technique, en a traversé une vingtaine de mètres sans en atteindre la base, à proximité de la bordure jurassienne.

Sous les sables de Petit-Relans on trouve de nouveau des formations silteuses et argilo-silteuses panachées dans lesquelles les niveaux de lignite sont fréquents.

Ces niveaux de lignites bruns sont généralement terreux et renferment une forte proportion de bois non transformé. Ils correspondent à la terminaison méridionale du « bassin lignitifère de Chaumergy » qui vécut d'éphémères heures de gloire lors de la seconde guerre mondiale. D'une superficie de 200 km², ce bassin s'étend de Rye au Nord jusqu'à la hauteur de Bletterans vers le Sud. Reconnu entre 1941 et 1944, il correspond à une vingtaine de lentilles de lignite dont la puissance moyenne est comprise entre 1 m et 1,5 m. Deux « gisements » reconnus sont situés sur la carte Lons :

- Bletterans, La Tuilerie : deux bancs de lignite de 0,50 et 0,70 m d'épaisseur sont signalés sous 5,50 m de recouvrement ;
- Cosges-Village (x = 834,3 ; y = 199,2) : 10 à 80 cm de lignite sous 2 à 6 m d'argiles.

Surmontant les argiles à lignites, les sables de Petit-Relans, lorsqu'ils sont bien individualisés, correspondent à des sables quartzo-lithiques, bruns à beiges, fins à moyens, exceptionnellement graveleux. Épais de quelques décimètres à plusieurs mètres, ils sont consolidés par endroits en rognons gréseux plus ou moins indurés (grès à ciment calcaire) et localement chargés en concrétions d'oxydes de fer : les niveaux à « greluches ».

Formations superficielles alluviales

U. **Tufs et travertins.** Localement, à proximité de sources karstiques actuelles ou anciennes, des masses travertineuses épaisses (pouvant atteindre 10 m) jalonnent la reculée de Baume-les-Messieurs. À l'Est de Ladoyeur-sur-Seille, le ruisseau entaille ces formations sur plusieurs mètres. Au débouché des grottes de Baume, la source a édifié un talus travertineux massif dans lequel ont été retrouvées des traces d'occupation de l'âge du bronze. L'essentiel de ces travertins est d'âge postglaciaire (essentiellement Atlantique) mais il est possible que certains ensembles soient plus anciens. Tel est le cas du niveau travertineux mélangé à des formations alluvionnaires, recoupé par sondage à Baume-les-Messieurs sur 54 m.

Fy-z. **Alluvions de la basse plaine de la Seille et de la Vallière.** Cette formation remplit les fonds de vallées des deux rivières. Sa puissance est très irrégulière. Le plus souvent elle est pelliculaire (5 m au maximum) mais elle peut être plus puissante lorsqu'elle comble les anciens surcreusements glaciaires rissiens (15 m à Montmorot, 54 m à Beaume-les-Messieurs). C'est une formation grossière à la base, se terminant par un recouvrement silto-sableux. Elle est essentiellement d'âge wurmien mais les niveaux supérieurs sont plus récents (tardi- et postglaciaires).

Fz3. **Alluvions de la basse plaine de l'Ain.** Elles constituent le remplissage de la plaine alluviale subactuelle de la rivière Ain. C'est une nappe de cailloutis grossiers très peu épaisse (2 à 4 m) qui constitue la plaine de débordement holocène récent et actuel de la rivière. Elle repose le plus souvent sur les formations silto-sableuses à rythmites (« varves »). Une partie de cette formation est actuellement recouverte par les eaux du barrage de Blye.

Fz2. **Alluvions de la terrasse inférieure de l'Ain.** C'est une terrasse sablo-graveleuse qui domine la rivière de 5 à 6 m. Son âge est incertain, mais une faune malacologique extraite d'un niveau équivalent à l'amont de la zone cartographiée (région de Pont-du-Navoy) permet de la rapporter à l'Atlantique (vers - 6000 ans).

Fz1. **Alluvions de la terrasse supérieure de l'Ain.** C'est une terrasse comparable à la précédente mais dominant la rivière de 8 à 9 m. Elle recouvre le sommet des formations à rythmites sur une épaisseur de quelques mètres (4 m à Blye, 3 m entre Hérisson et Dudon, 2 m au Nord de Charcier). C'est le produit d'une vaste couverture graveleuse mise en place lors des divagations de l'Ain, immédiatement après la vidange du lac proglaciaire de la combe d'Ain, avant que la rivière s'encaisse dans les formations à rythmites. Elle est probablement héritée des deltas grossiers (GL1). Son âge est donc tardi-glaciaire (Dryas I?).

GL2. **Rythmites glacio-lacustres (varves) de la combe d'Ain.** C'est une formation silto-sableuse constituée de laminites alternantes claires et sombres. Elle tapisse l'ensemble de la zone centrale de la combe d'Ain, d'une puissance irrégulière pouvant atteindre 30 m dans la zone orientale et se réduisant progressivement en direction de la côte de l'Euthe. Il s'agit d'une formation de type glacio-lacustre mise en place dans un lac proglaciaire lors du maximum wurmien (Campy, 1982). Elle se prolonge au Nord sur la feuille Champagnole et au Sud sur la feuille Orgelet.

GL1. **Alluvions de delta glacio-lacustre de la combe d'Ain.** C'est une formation grossière présentant les structures typiques d'un delta de type « Gilbert », avec couches sommitales horizontales (« topset beds ») de quelques mètres d'épaisseur et couches basales inclinées de 20 à 30° (« forset beds »), constituant le talus de progradation formé de matériaux alternant grossier et sableux issu des eaux de fonte glaciaire. Elle forme un replat bien visible dans la topographie à 525 m d'altitude. Les plus gros édifices se situent sur le flanc est de la combe d'Ain (Charcier, Collondon) mais de petits édifices dispersés sont présents sur les flancs du Grand-Mont-Lyon. C'est cette formation bien lavée qui fournit l'essentiel des granulats alluvionnaires de la combe d'Ain (carrière de Charcier). Sa puissance est de l'ordre de 15 m.

NW

SE

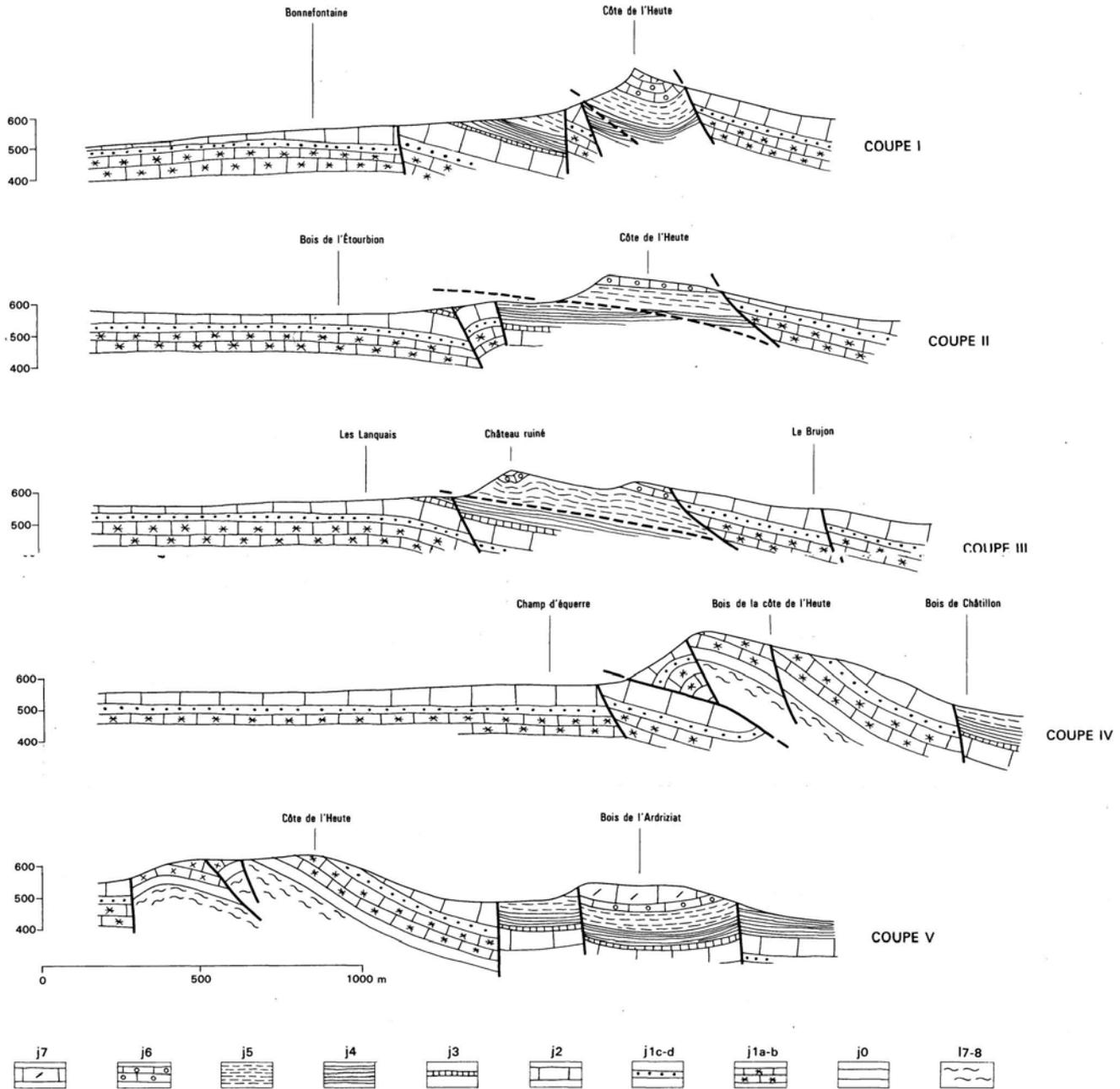


Fig. 11 - Coupes à travers l'accident de l'Euthé (Situation des coupes sur le schéma structural de la carte)

Gy. **Moraine wurmienne.** Peu présente sur la feuille, cette formation affleure largement sur les cartes voisines (Orgelet et Champagnole). À Villard-sur-l'Ain, elle représente la partie ouest de la grande moraine terminale de Doucier. C'est une formation très hétérométrique, avec de nombreux blocs erratiques exclusivement d'origine jurassienne. Elle forme une butte aux formes molles au lieu-dit Sur-Fahut et qui supporte le village de Villard-sur-l'Ain. Son faciès est celui d'une moraine d'ablation, c'est-à-dire plus riche en gros éléments qu'une moraine de fond et à matrice peu tassée, non cohérente, ce qui lui confère de mauvaises qualités géotechniques. Cette formation fait partie du complexe des moraines internes jurassiennes (Campy, 1982).

Fx2. Alluvions de la basse terrasse de la Seille (terrasse de Domblans).

C'est le plus beau niveau de terrasse, reconnu surtout dans la vallée de la Seille. Il domine la plaine alluviale d'une quinzaine de mètres entre Voiteur et Saint-Germain-lès-Arlay mais s'abaisse régulièrement vers l'aval dans la plaine entre Arlay et Bletterans. C'est une formation grossière, graveleuse, de type fluvio-glaciaire, avec des faciès sédimentaires de type « chenal en tresse » et des figures de collapse traduisant des fontes tardives de culot de glace (carrière de Domblans ; Campy, 1982). Elle est recouverte d'un sol brun-rouge épais (1 m ou plus) traduisant une intense pédogenèse. Son attribution chronologique est douteuse mais elle correspond probablement à un stade de retrait glaciaire du Pléistocène moyen (Riss final).

Fx1. Alluvions de la moyenne terrasse de la Seille.

Beaucoup moins développée, elle ne subsiste que sous une forme de lambeaux dans la vallée de la Seille. Elle domine la vallée actuelle de 20 à 30 m. C'est une formation grossière de type fluvio-glaciaire, plus ancienne que la précédente (Riss moyen ?).

Gx. Moraine ancienne.

Ce sont des placages morainiques (*l.s.*) disséminés sur le plateau de Lons-le-Saunier et sur le Revermont. La plus externe est recoupée par la déviation de Saint-Germain-lès-Arlay. Ce sont des formations très hétérométriques, altérées en surface, rarement exploitées à cause de leur argilification très poussée. La seule exploitation se trouve sur la commune de Vevy au lieu-dit La Croix-des-Tartres. Il s'agit du complexe des moraines externes d'âge pléistocène moyen (Riss *l.s.*).

Formations superficielles résiduelles (altérites) et de versant

C. **Colluvions.** Ont été cartographiées sous cette appellation, les formations superficielles comblant les petites vallées en tête de réseau dans le secteur bressan. Elles sont issues, par ravinement de type colluvionnement, des formations bressannes sous-jacentes. Elles sont peu épaisses (2 à 3 m au maximum) et présentent fréquemment des intercalations tourbeuses. Elles ne peuvent être datées avec précision mais il est probable que l'essentiel d'entre elles appartiennent au dernier cycle climatique (Würm et postglaciaire).

RS. **Argiles à chailles.** Ont été cartographiées sous cette appellation, les formations superficielles très abondantes sur le rebord oriental du Jura et

débordant en grandes coulées de solifluxion polygéniques en direction de la Bresse. Un certain nombre de placages importants existent également dans les dépressions karstiques du plateau et en particulier dans le secteur nord-est de la carte (bois Joly, Les Toupes, bois des Fortunes). Ces formations peuvent être épaisses (jusqu'à 5 m) et, lorsqu'elles existent, elles masquent totalement le substrat sur des kilomètres carrés. Leur faciès est celui des argiles à chailles classiques : abondante matrice silto-argileuse brune.

E. Éboulis. Sous cette appellation ont été cartographiées les classiques « groizes » qui sont présentes à la base des corniches du plateau. Ce sont des éboulis hétérométriques d'origine cryoclastique, rarement lités. Les éléments sont anguleux et parfois de très grande taille. Seuls les placages importants ont été portés sur la carte mais on peut considérer que ce type de formations est présent à la base de toutes les falaises nues. Bien qu'aucun élément chronologique ne permette de les dater, l'essentiel des éboulis s'est probablement formé au cours des derniers cycles glaciaires : Wurmien mais aussi Rissien, car cette zone n'ayant pas été atteinte par la dernière glaciation, des reliquats bréchifiés anciens ont pu être conservés.

Plusieurs **écroulements** (E_[1]) en masse ont été repérés sur les flancs liasiques des reculées : les principaux se situent à l'Ouest de Revigny dans la reculée de Lons-le-Saunier et près de Baume-les-Messieurs dans la reculée de Voiteur.

CONTEXTE STRUCTURAL ET ÉVOLUTION DU JURA EXTERNE

Le socle cristallin gneissique et granité, surmonté par des bassins stéphanien (charbonnier) ou permien (détritique), est découpé par un jeu d'accidents N 20 et N 140. Un môle d'orientation N 20 s'allonge sous le faisceau lédonien. Il est limité à l'Ouest par une zone d'effondrement brutale (rejet maximum de 1 900 m sur une distance de quelques centaines de mètres) et s'abaisse vers l'Est d'une manière plus régulière.

Le « charriage » du Jura sur la Bresse a été mis en évidence par les sondages de Courlans et de Messia. La flèche visible du chevauchement, prise à partir de la faille d'effondrement principale, est d'environ 5 km, mais si l'on tient compte des dépôts tertiaires reposant sur le môle de socle et de la présence d'écailles de Miocène continental à l'arrière, une flèche de 10 à 15 km peut être proposée (cf. fig. 5), ce qui implique un décollement généralisé du Jura et un déplacement du front actuel depuis la position actuelle de la chaîne de l'Euthe. Le Trias inférieur et le Trias moyen sont restés solidaires du socle et forment le tégument. Le niveau de décollement est constitué par le Keuper.

Ce secteur du Jura ne peut être expliqué que par une tectonique polyphasée.

L'évolution tectonique ancienne du socle ne peut être reconstituée par les sondages, mais la nature des affleurements et leur position peuvent s'intégrer dans le cadre de ce qui est connu en surface dans le Morvan et dans le

Sud des Vosges. L'orientation des bassins carbonifère et permien pourrait être analogue à celle connue dans cette branche de la chaîne hercynienne (SSW-NNE).

Les sondages donnent par contre de bonnes indications sur la structuration éo-oligocène du socle et de la couverture qu'il supportait à cette époque. Cette couverture est d'ailleurs conservée en Bresse centrale jusqu'au Crétacé. Le résultat de cette première étape de structuration est la mise en place d'une zone haute en bordure du Jura et d'un découpage du socle et de la couverture selon deux directions conjuguées, la direction N 20 étant prépondérante. Le Jura se présente alors sous forme d'une série de horsts et de grabens allongés vers le NNE, recoupés par des accidents transverses moins nombreux. Cette zone haute est affectée par l'érosion qui érode jusqu'au Trias, et parfois jusqu'au socle, le môle occidental de la future zone jurassienne. De petits grabens allongés et décalés, situés un peu plus à l'intérieur, protègent leur couverture jurassique supérieur de l'érosion. Ils donneront plus tard les lanières de Jurassique supérieur situées en bordure externe de la feuille.

Simultanément, la dépression bressane se remplit par des apports venant du Nord et par des apports latéraux dans lesquels on reconnaît l'arrivée successive des matériaux du Crétacé, Jurassique supérieur, Jurassique moyen et Lias. La morphologie miocène devait présenter (*cf.* fig. 5) un aspect comparable à la morphologie actuelle, la corniche calcaire se situant sensiblement au niveau de l'Euthe actuel, à l'arrière des affleurements du Miocène continental.

Le « charriage du Jura » se fait après le « Pontien » des auteurs (sensiblement Vallésien), dans un contexte compressif comme le montrent la cartographie de détail et l'interprétation des sondages. La couverture déjà découpée en lanière, glisse sur le Keuper et les failles préexistantes, longitudinales ou transverses, dans un régime maintenant compressif. Le prédécoupage explique le dispositif en bandes parallèles, mais aussi les nombreuses failles obliques passant à des chevauchements qui interrompent la régularité du dispositif. Le charriage se fait sur le Vallésien qui est repoussé à l'extérieur.

Géométrie de la couverture dans le faisceau lédonien

Plusieurs forages ont montré une succession surprenante de contacts anormaux localisés généralement à la base de la couverture : sondages de Domblans JR112 et JR104, Lons 3 et Lons 4, Macornay 101, Montmorot 1, 2 et 3, Plaineoiseau et Saint-Lothain JR110. Nous avons proposé pour certains d'entre eux une nouvelle interprétation (Chauve *et al.*, 1988 ; Sequeiros *et al.*, 1986) dans laquelle ces contacts ne sont pas liés à l'existence de la « grande faille bordière » (Lienhardt, 1962) mais traduisent un écaillage de la couverture et du substratum : en faisant passer cette « faille » entre les sondages Montmorot 2 et Montmorot 3, on devrait logiquement s'attendre, connaissant l'amplitude des effondrements bressans, à rencontrer au niveau de MT3 (à l'Ouest) les terrains qui constituent le substratum à des cotes nettement inférieures à celles observées au sondage oriental (MT2). En fait, nous constatons que le toit du Trias inférieur est plus haut à MT3 qu'à MT2

(respectivement - 125 et - 139 m). D'autre part, pour que de tels accidents amènent le Lias de Montmorot 2 à la cote - 62 m, cela implique un mouvement d'une amplitude de l'ordre de plusieurs centaines de mètres pour ce petit compartiment, dans un contexte où les rejets sont de 30 à 70 m maximum. Nous avons interprété les accidents des sondages MT2 et MT3 comme résultant de la superposition d'écaillés tectoniques localisées au niveau du plan de décollement entre la couverture et le substratum (fig. 8). Cette interprétation a été étendue aux sondages de Plainoiseau et Montmorot MT1.

Les sondages Lons 3 et Lons 102 donnent aussi une bonne indication de la structure de la couverture. Dans le sondage Lons 3, l'accident rencontré à la cote 246 correspond à la faille de Montain connue plus à l'Ouest en surface. Il s'agit donc d'une faille inverse à vergence W. Le sondage L102 montre le Miocène continental écaillé et les brèches à son sommet, ce qui permet de dessiner l'allure de la couverture dans ce secteur (fig. 9).

Ces sondages montrent bien la position du plan de charriage, mais aussi le contexte tectonique en compression à vergence W de la couverture chargée.

En surface, plusieurs secteurs permettent de mettre en évidence des superpositions anormales limitées par la faille inverse chevauchant vers l'Ouest (Quintigny, Montain, Macornay). À l'Est de Pannessières, le long de la route de Crançot, on peut voir une faille inverse à regard W amenant du Bajocien moyen sur les mêmes niveaux de Bajocien moyen. Cette faille a été interprétée comme une ancienne faille normale (oligocène) ayant rejoué à la fin du Miocène en faille inverse.

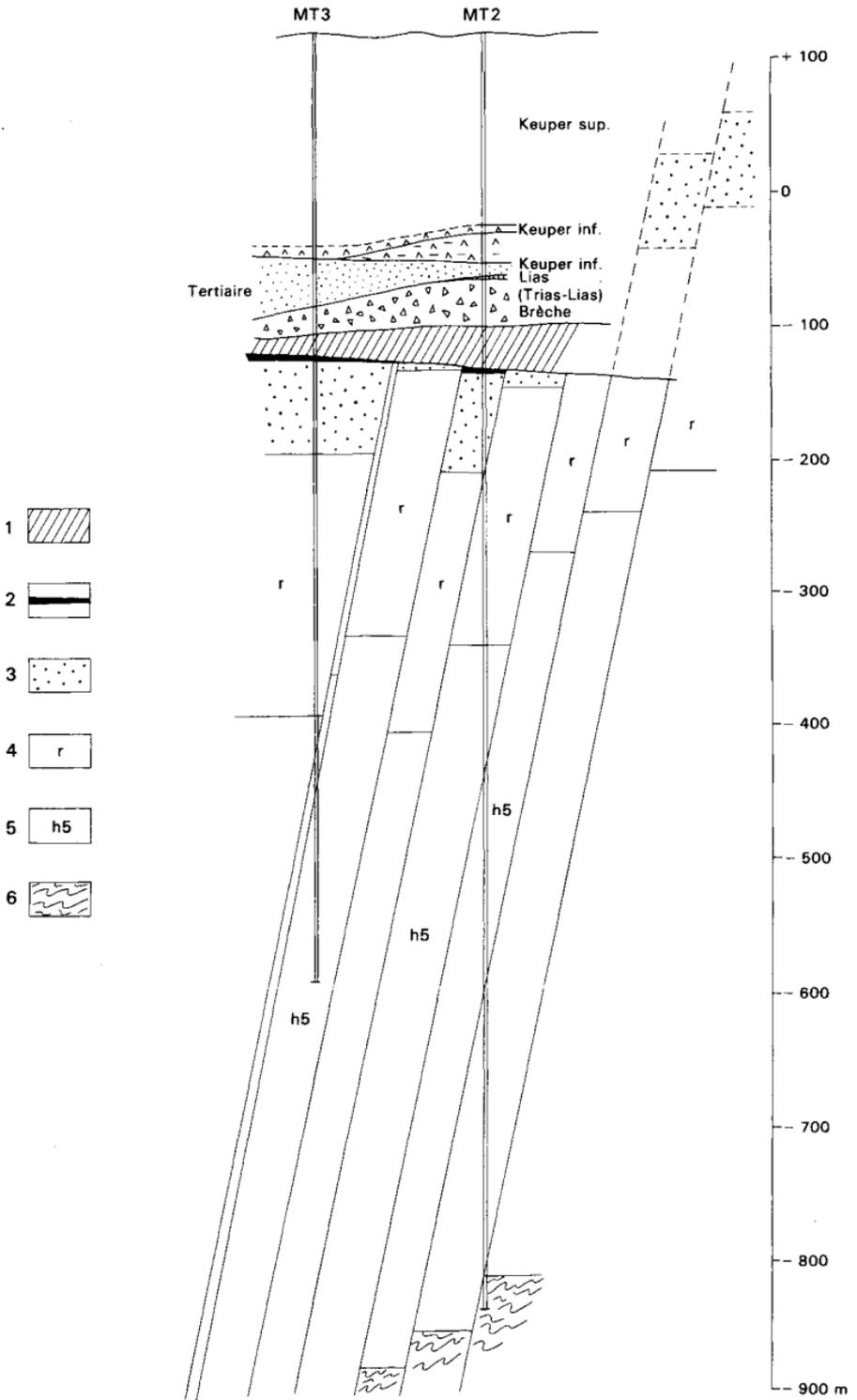
Les coupes A, D et E de la fig. 10 (dépliant en fin de notice) permettent de comprendre la structure du faisceau et le charriage de la couverture jurassienne sur la Bresse.

Le plateau de Lons-le-Saunier (coupe B, fig. 10)

Le trait dominant du plateau de Lons-le-Saunier est la présence d'accidents N-S à rejets verticaux faibles mais qui recoupent souvent les autres accidents.

Lorsque la qualité des affleurements le permet, on constate que ces accidents sont associés par deux ou trois, limitant en fait des zones étroites (de l'ordre de la centaine de mètres) tectonisées : c'est le cas de l'accident qui traverse la reculée de La Peyrouse et qui se poursuit au Sud vers la combe au Loup à l'Ouest de Crançot. Là, un petit compartiment comprenant du Bajocien inférieur et de l'Aalénien est remonté au niveau du Bajocien moyen, et fortement plissé.

Un autre accident du même type traverse la reculée à l'Est de Nevy-sur-Seille. Il semble jouer en cisaillement senestre. Des failles conjuguées avec les précédentes y sont associées selon une direction N 110-N 120.



1 - Muschelkalk moyen; 2 - Muschelkalk inférieur; 3 - Trias inférieur; 4 - Permien; 5 - Houiller; 6 - Socle cristallin

Fig. 8 - Interprétation des sondages Montmorot 2 et 3

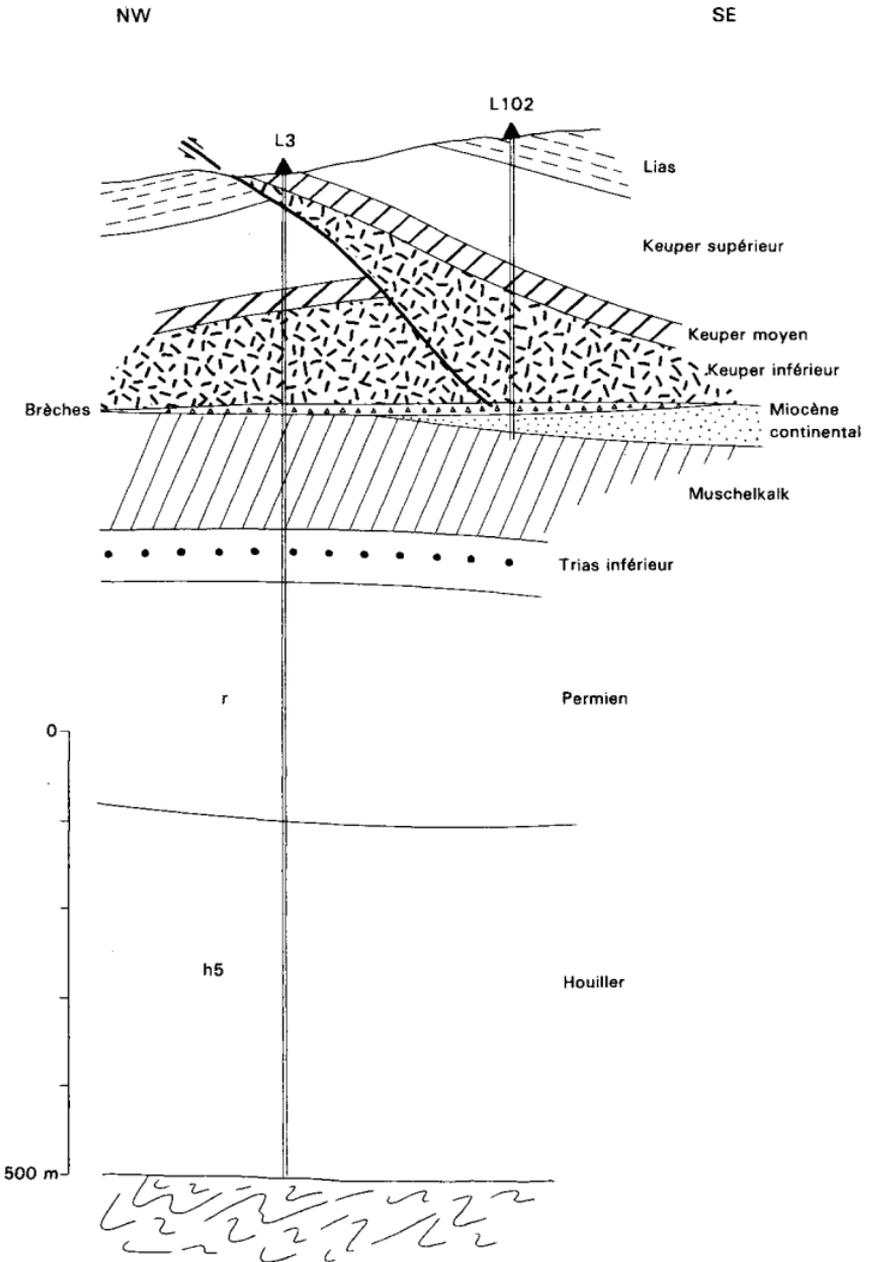


Fig. 9 - Coupe passant par les forages L3 et L102

Une direction de faille N 25 et N 30 affecte la partie ouest et nord-ouest du plateau, donnant naissance d'une part aux pincées qui bordent le plateau (pincée de Pannessières, pincée du bois de Rosney, pincée de Plasne au Nord de la feuille), et d'autre part à des accidents qui remontent le Lias au niveau du plateau au Nord de la reculée de Ladoye-sur-Seille. On retrouve cette direction à proximité de l'Euthe. Enfin, la partie sud est intensément fracturée par des failles N 140-N 160.

Il est difficile d'établir une chronologie de ces accidents car les résultats ne sont pas homogènes sur l'ensemble de la carte. Néanmoins, les accidents de direction N 25 à N 30 semblent antérieurs aux autres accidents car ils sont toujours découpés ou décalés par ceux-ci.

La chaîne de l'Euthe

Sur la feuille Champagnole, l'accident de l'Euthe se présente comme un fossé tectonique mis curieusement en relief par l'érosion. En pénétrant dans la feuille Lons-le-Saunier, la faille qui limite le fossé vers l'Est prend une allure inverse ; le contenu du fossé est déformé (replis) et légèrement poussé vers l'Ouest. Ceci est particulièrement visible sous le château ruiné qui domine Mirebel à l'Est (fig. 11, en pages centrales, coupes I à III).

Au Sud de Mirebel, le fossé disparaît laissant la place à une structure anticlinale nettement chevauchante (fig. 11, coupes IV et V ; fig. 10, coupe C). Cette structure semble, en fait, constituée par une série de failles verticales subméridiennes, venant du Sud se déverser en relais sur le plateau de Lons-le-Saunier. Ces failles sont visibles sur les buttes-témoins du deuxième plateau (buttes de Châtillon, du Grand-Mont-Lyon et de l'Adriziat). La chaîne de l'Euthe se présente ainsi comme le chevauchement du deuxième plateau (plateau de Champagnole) sur le plateau de Lons-le-Saunier.

L'allure chevauchante de l'accident s'accroît vers le Sud de la carte où les marnes du Lias viennent à l'affleurement (Binans) et plus encore sur la feuille Orgelet où apparaissent les niveaux du Keuper supérieur.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATION

HYDROGÉOLOGIE

Faisceau, plateau et Bresse conditionnent la répartition des aquifères et leurs caractéristiques.

- À l'Ouest, les **formations pliocènes de Bresse** montrent un grand développement des marnes de Bresse dans lesquelles s'intercalent des niveaux sableux et quelquefois conglomératiques ; leur perméabilité reste faible.
- Dans la partie centrale, les lanières du **faisceau lédonien**, très érodées, sont constituées de marnes liasiques et triasiques imperméables, surmontées de bandes étroites et limitées de calcaires du Jurassique moyen. De nombreuses sources en sortent, peu sont pérennes et leur débit reste faible.

● Le **premier plateau** constitue une unité hydrogéologique majeure. Il est constitué de calcaires du Jurassique moyen qui plongent faiblement vers l'Est où ils butent contre la chaîne de l'Euthe. Il est considéré comme un piège hydrogéologique important. Un sondage réalisé à Crançot pour le tester s'est révélé décevant malgré l'importance de la zone noyée. De grosses sources de déversement sortent cependant dans les reculées de Baume-les-Messieurs (Dard, Ladoye, Blois,...) et de Revigny au Sud, alimentant respectivement la Seille et la Vallière.

En surface, la grande extension des marnes de Plasne est à l'origine de petites sources alimentées par les calcaires du Bajocien supérieur et autour desquelles se sont installés les villages (La Marre, Plasne, Crançot,...).

● Les calcaires de la **chaîne de l'Euthe** alimentent quelques sources près de Bonnefontaine.

Des traçages réalisés dans la chaîne de l'Euthe à Montrond (feuille Champagnole) se sont retrouvés aux principales sources des reculées mais aussi dans la vallée de l'Ain. La chaîne de l'Euthe ne constitue donc pas une barrière complètement étanche.

● Les formations quaternaires constituent des ressources en eau de bonne qualité et abondantes. La **vallée de la Seille** au Nord, et surtout le cône de Bletterans à la sortie du verrou d'Arlay et le cône alluvial de la **vallée de la Vallière** à l'aval de Chilly-le-Vignoble, sont des aquifères de qualité. Il en est de même des formations glacio-lacustres et alluviales de la **vallée de l'Ain** dans l'extrémité sud-est de la carte.

L'alimentation en eau potable est assurée par de gros syndicats : Revermont, région de Bletterans, et par la ville de Lons à partir de ressources de la plaine de Bletterans et de la plaine de la Vallière. Une grande partie du plateau est alimentée par des ressources provenant de la vallée de l'Ain (syndicats de La Marre, Picarreau et Baume-Crançot,...), des alimentations locales à partir de sources ou de puits complétant ce schéma d'alimentation.

L'aquifère karstique du plateau et celui des alluvions sont très sensibles aux pollutions et en particulier aux rejets domestiques et à l'activité agricole.

RESSOURCES MINÉRALES, CARRIÈRES

Le sel

Les nombreux vestiges néolithiques trouvés à proximité de la source du Puits-Salé à Lons-le-Saunier laissent supposer que le sel y était déjà connu à cette époque. Au 9^e siècle, des documents attestent de l'exploitation du sel à Lons. Cette exploitation se poursuivra jusqu'au début du 14^e siècle. Elle cessera en 1317, après l'incendie des salines, au profit de la Grande-Saunerie de Salins où la production s'élevait à 7 400 t à la fin du 15^e siècle.

En 1734, des sources salées furent découvertes au lieu-dit L'Étang-du-Saloir sur la commune de Montmorot (6-4001). Ceci devait entraîner, dès

1735, l'implantation de nouvelles salines. Il faudra attendre le début du 19^e siècle pour que soient réalisés les premiers sondages de reconnaissance et d'exploitation du gisement. En janvier 1831, les premiers niveaux de sel gemme sont atteints. L'exploitation se fait alors selon un procédé qui ne changera pas jusqu'à la fermeture des salines en juin 1966 : injection d'eau douce dans le forage, pompage et évaporation. La production après ces 130 années d'exploitation est estimée à 2 365 000 tonnes.

À Montaigny (6-4002), pour la période de 1906 à 1959, l'extraction a été de 350 000 t (6 puits).

La recherche de la potasse et la multiplication des sondages de recherche de matières premières

En 1935 débute une campagne de prospection menée par les Mines domaniales de potasses d'Alsace (M.D.P.A.) pour la recherche de potasse. Après les sondages de Grozon (terminé en juin 1989) et de Baume-les-Messieurs (mars 1941), le sondage de Revigny permet de mettre en évidence la présence de gaz dans la Lettenkhole et l'existence d'un Carbonifère traversé alors sur plus de 100 m. Par la suite, en plus de la recherche des sels de potasse dans le Keuper inférieur, les sondages ultérieurs devaient s'intéresser à la prospection d'hydrocarbures gazeux dans la Lettenkhole et le Muschelkalk supérieur (permis de recherche pris par la Régie autonome des pétroles), et à la reconnaissance du Carbonifère.

Ainsi, entre 1938 et 1959, cinq organismes participent à la réalisation de 35 sondages profonds dont 18 ont atteint le socle cristallin :

– les Mines domaniales de potasse d'Alsace (M.D.P.A.) : sondages de Baume-les-Messieurs (BE), Grozon (GN) et, avec la participation du Bureau de recherches géologiques et géophysiques, sondages de Vaux-les-Poligny, Vernantois, Conliège et Perrigny 1 ;

le Bureau de recherches géologiques et géophysiques (B.R.G.G.) : en plus des sondages précédemment cités, sondages Lavigny 1, Perrigny 2, Revigny et, avec les Charbonnages de France, Perrigny 1 et Lons 1 ;

– la Régie autonome des pétroles (R.A.P.) : sondages de Domblans (JR 112 et JR 104), Saint-Lothain (JR 110), Lons 2 (JR 115), Passenans (JR 105), Miery (JR 106), Frontenay (JR 109), Voiteur (JR 111) et Lavigny (JR 114) ;

– les Charbonnages de France (C.d.F.) : sondages de Courlans, Messia, Montmorot 1, Courbouzon, Plainoiseau, Moiron, Bornay, Publy, Briod 1 et 2 ;

– les Houillères du bassin de Blanzay : sondages Lons 3, Lons 4, Villeneuve 1 et 2, Montmorot 2 et 3.

La prospection de la potasse du Keuper inférieur fut abandonnée dès 1951 par M.D.P.A. : les premiers sondages montraient que, si la formation salifère était régulièrement développée, elle ne présentait d'un point de vue minier aucun intérêt. Les sondages ultérieurs, avec des résultats d'ordre économique limités (mise en évidence d'hydrocarbures gazeux aux sondages P2, CN, P1, L3 et JR 109 ; les trois derniers étant exploitables) ont surtout permis de le reconnaître à des fins scientifiques le bassin carbonifère et

la structure particulière du sous-sol de la région lédonienne. Un potentiel houiller important reste donc disponible.

Lignites pliocènes

- **Étang du Vernois** (1-4001). Vers 1942, 25 sondages ont délimité une lentille de lignite de 1,20 m de puissance, dans un recouvrement de 1,80 m à 6 m. Tentatives d'exploitation en 1943.
- Au **bois d'Aval** (1-4002), les sondages ont reconnu, sur 150 m de long dans le sens N-S, et 80 m de large, une lentille de lignite de 0,25 m-0,50 m d'épaisseur sous un recouvrement de 1,5 à 6 m.
- À la **tuilerie de Commenailles** (1-4003), les travaux de fondation ont rencontré 50 à 80 cm de lignite. Les sondages effectués en 1943 en arrière du front de taille des carrières, ont retrouvé le niveau sur une épaisseur de 50 à 60 cm.

Matériaux de construction

- **Argiles à tuiles.** Il ne subsiste pas de tuileries dans les limites de la feuille, mais les marnes de Bresse sont encore utilisées à Commenailles (feuille Poligny en bordure de la feuille Lons) et plusieurs niveaux du Lias, dont le Toarcien, peuvent convenir pour cet usage.
- **Pierres de construction.** Les calcaires à gryphées du Sinémurien ont été utilisés pour le pavage et comme pierre ornementale. Les constructions utilisaient les calcaires aaléniens, les calcaires à entroques, les calcaires à poly-piers et les calcaires de la « Grande oolite » du Bajocien.
- **Granulats.** Deux exploitations subsistent : l'une dans les cailloutis pliocène de la forêt de Chauv (carrière de Desnes) et l'autre dans les calcaires compacts du Bathonien (carrière de Briod).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier un itinéraire, dans le **guide géologique régional : Jura** (Chauve *et al.*, 1975), Paris : Masson édit. ; *itinéraire 3* : de Besançon à Saint-Claude, p. 86.

BIBLIOGRAPHIE

BLAISON J. (1961) — Stratigraphie et zonéographie du Lias inférieur des environs de Lons-le-Saunier (Jura). *Ann. sci. univ. Besançon*, 2^e série, Géologie, fasc. 15, p. 35-80, 8 fig.

BONTE A. (1952) — Contribution à la tectonique du Vignoble aux environs de Lons-le-Saunier. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), II, p. 337-365.

BONTE A., GOGUEL J., *et al.* (1953) — Le bassin houiller de Lons-le-Saunier (Jura). Publication B.R.G.G., n° 10.

BONVALOT J., CAMPY M., CAVELIER C. *et al.* (1984) — Tableaux stratigraphiques proposés pour le Plio-Pléistocène bressan. *Géologie de la France*, n° 3, p. 309-314, 3 tabl.

CAIRE A. (1953) — Note bibliographique complémentaire sur les charriages de la zone du Vignoble et ses relations avec les chevauchements de la région salinoise. *Bull. Soc. hist. nat. Doubs*, n° 57, p. 123-128.

CAMPY N. (1982) — Le Quaternaire franc-comtois : essai chronologique et paléoclimatique. Thèse État, Besançon, 575 p., 8 pl., 222 fig.

CAMPY M., GUÉRIN C., MÉON H., TRUC G. (1973) — Présence d'une association de grands mammifères, de mollusques continentaux et d'une microflore d'âge villafranchien inférieur dans la région de Desnes, Vincent, Bletterans (Jura). *Ann. sci. univ. Besançon*, Géologie, fasc. 18, p. 73-85.

CHAUVE P. (1990) — Évolution du Jura externe de Franche-Comté au cours du Tertiaire. *Bull. Soc. neuchâteloise sci. nat.*, t. 113, p. 27-37.

CHAUVE P., MARTIN J., PETITJEAN E., SEQUEIROS F. (1988) — Le chevauchement du Jura sur la Bresse. Données nouvelles et réinterprétation des sondages. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. IV, n° 5, p. 861-870, 14 fig., 1 tabl.

CONTINI D. (1970) — L'Aalénien et le Bajocien du Jura franc-comtois. *Ann. sci. univ. Besançon*, 3, fasc. 11, 204 p.

CONTINI D. (1984a) — Le Lias (Franche-Comté, Bresse, Jura méridional). In S. Debrand-Passard : « Synthèse géologique du Sud-Est de la France ». Mém. BRGM, n° 125, p. 134-137, 2 fig.

CONTINI D. (1984b) — Le Dogger (Franche-Comté). In S. Debrand-Passard : « Synthèse géologique du Sud-Est de la France ». Mém. BRGM, n° 125, p. 191-193, 1 fig.

GIRARDOT L.A. (1890-1896) — Coupes des étages inférieurs du système jurassique dans les environs de Lons-le-Saunier. Lons-le-Saunier : Declume impr., 897 p.

GLANGEAUD L. (1953) — Tectonique comparée des nappes de glissement dans le Jura bressan et diverses régions méditerranéennes. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), p. 697-702.

GOGUEL J. (1948) — Essai d'interprétation de la prospection géophysique de la Bresse et du Bas-Dauphiné. Publication du B.R.G.G., n° 15, 79 p.

LAUBSCHER H.P. (1962) – Die Zweiphasenhypothese des Juraufaltung. *Ecl. Geol. Helv.*, 55, p. 1-22.

LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1961) – Stratigraphie du Lias des sondages de la région de Lons-le-Saunier. *Mém. BRGM*, n° 4, p. 633-641, 4 fig.

LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1962) – Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. *Mém. BRGM*, n° 16, 170 p., 54 fig.

LEFAVRAIS-RAYMOND A., LIENHARDT G., MONOMAKHOFF C., RICOUR J. (1957) – Données nouvelles sur le chevauchement de la bordure du Jura sur la Bresse dans la région de Lons-le-Saunier. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), t. VII, p. 1157-1166.

LIENHARDT G. (1962) – Géologie du bassin houiller de Lons-le-Saunier et de ses morts-terrains. Thèse, Paris, 449 p., 159 fig., 15 pl. photo.

MARTIN J., MATHIS M. (1974) – Étude morphologique des plateaux du Jura central : la surface de Loulle–Lons-le-Saunier. *Ann. sci. univ. Besançon, Géologie* (3), fasc. 22, p. 59-63, 2 pl.

MATHIS G. (1973) – la chaîne de l'Euthe (Jura). Thèse, Besançon, 178 p.

MICHEL P., APPERT G., LAVIGNE J. *et al.* (1953) – Le contact Jura–Bresse dans la région de Lons-le-Saunier. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), t. III, p. 593-612.

MUGNIER J.L., VIALON P. (1984) – Les mécanismes de mise en place des nappes de chevauchement superficielles. Application des modèles analytiques au Jura. *Bull. sci. géol.*, Strasbourg, n° 36.

PETITJEAN E. (1990) – Contribution à l'étude des formations bressanes et du faisceau lédonien dans la région de Lons-le-Saunier. Thèse, Besançon.

RICOUR J., HORON O., LIENHARDT G. (1960). – Le Trias du Jura, de la Bresse, de la plaine de la Saône et de la bordure nord du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. II, p. 156-167., 3 fig., 2 tabl.

SEQUEIROS F., CHAUVE P., MARTIN J., PETITJEAN E. (1966) – Une coupe du faisceau lédonien au Sud de Lons-le-Saunier, de Messia à Publy. *Ann. sci. univ. Besançon, Géologie*, fasc. 7, p. 49-53, 4 fig.

SOULIAT A. (1980) – Étude hydrogéologique de la plaine de Bletterans (Jura). Thèse 3^e cycle, Besançon, 153 p., 81 fig.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Lons-le-Saunier* : 1^{re} édition par M. Bertrand (1884) ; 2^e édition par E. Fournier, M. Piroutet (1928) ; 3^e édition par L. Guillaume *et al.* (1968)

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Lons-le-Saunier* : 1^{re} édition par G. Lienhardt *et al.* (1966).

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés sur le territoire de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Franche-Comté, 12, av. Fontaine-Argent, 25000 Besançon, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

La participation des auteurs à la rédaction de cette notice est la suivante :

- P. CHAUVE : présentation, histoire géologique, cadre structural ;
- M. CAMPY : formations superficielles ;
- D. CONTINI : formations secondaires ;
- J. MARTIN : description tectonique ;
- E. PETITJEAN : formations plio-quaternaires ;
- F. SEQUEIROS : étude des sondages.

Coordination : P. CHAUVE.

Présentation au CCGF : 12 juin 1990
Acceptation de la carte et de la notice : 20 juin 1991
Impression de la carte : 1993.
Impression de la notice : avril 1993

ANNEXE I : APERÇU SUR LA RÉPARTITION ET L'EXTENSION DES FORMATIONS BRESSANES ORIENTALES (fig. 12 et 13)

On regroupe sous le terme de « complexe des marnes de Bresse » plusieurs systèmes sédimentaires : le système de la forêt de Chauz (ou système oriental), les marnes de Bresse et les systèmes de bordure occidentaux.

Système de la forêt de Chauz

Formé par des matériaux fluviaux provenant de l'Aar-Doubs, cet ensemble s'est étalé en un vaste éventail à partir de la forêt de Chauz lors de son arrivée en Bresse. Les cailloutis de la forêt de Chauz passent progressivement vers le Sud à des ensembles à dominante sableuse (sables de Foulenay et sables de Neublans) puis argilo-silteuse (marnes de Bresse).

● **Cailloutis de la forêt de Chauz.** Ils correspondent à la masse homogène de cailloutis siliceux et carbonatés emballés dans une matrice sablo-argileuse, accumulée depuis la forêt de Chauz jusqu'en rive gauche de l'Orain. Plus au Sud, ils subsistent sous forme de digitations interstratifiées dans les sables de Foulenay jusqu'à la hauteur de Louhans.

En sondage, les roches carbonatées peuvent atteindre 40 % de la fraction grossière alors qu'en affleurement celles-ci ont été éliminées par l'altération, les quartzites représentant alors 70 à 80 % des galets.

La fraction sableuse est caractérisée par des teneurs élevées en grenat, hornblende verte (particulièrement pour le matériel non altéré), épidote et par la présence de glaucophane et de chloritoïde. Cette association est spécifique des « schistes lustrés » de la zone piémontaise.

Les cailloutis reposent, dans la région doloise, directement sur les calcaires du Jurassique supérieur. Leur base est irrégulière (entre 150 et 200 m d'altitude en moyenne). Le sommet des cailloutis s'abaisse régulièrement depuis le centre de la forêt de Chauz (237,4 m à la gravière d'Our) vers l'aval et vers l'intérieur de la Bresse, pour se raccorder avec le sommet des sables de Foulenay.

● **Sables de Foulenay.** Au Sud de Lorain, les cailloutis de la forêt de Chauz passent latéralement à des sables fins à moyens à intercalations de galets. Limités à l'Ouest par les marnes de Bresse, ces sables s'observent le long de la bordure jurassienne jusqu'à la hauteur de Montrevel vers le Sud.

Reposant sur des marnes à une cote moyenne de 180 à 190 m, ils s'enfoncent rapidement vers l'Ouest : au sondage de Foulenay où ils ont été traversés sur plus de 40 m, la base de la formation est située en-dessous de la cote 166. Le toit des sables, généralement entre 205 et 210 m, se relève vers le Nord. D'un point de vue pétrographique, ils sont caractérisés par une association minéralogique de type alpin, identique à celle de la matrice des cailloutis de la forêt de Chauz.

● **Sables de Neublans.** Cette formation dessine, au centre de la Bresse septentrionale, depuis la falaise de Neublans jusqu'à la plaine alluviale de la Reyssouze, un corps sableux rectiligne qui s'élargit vers le Sud en de

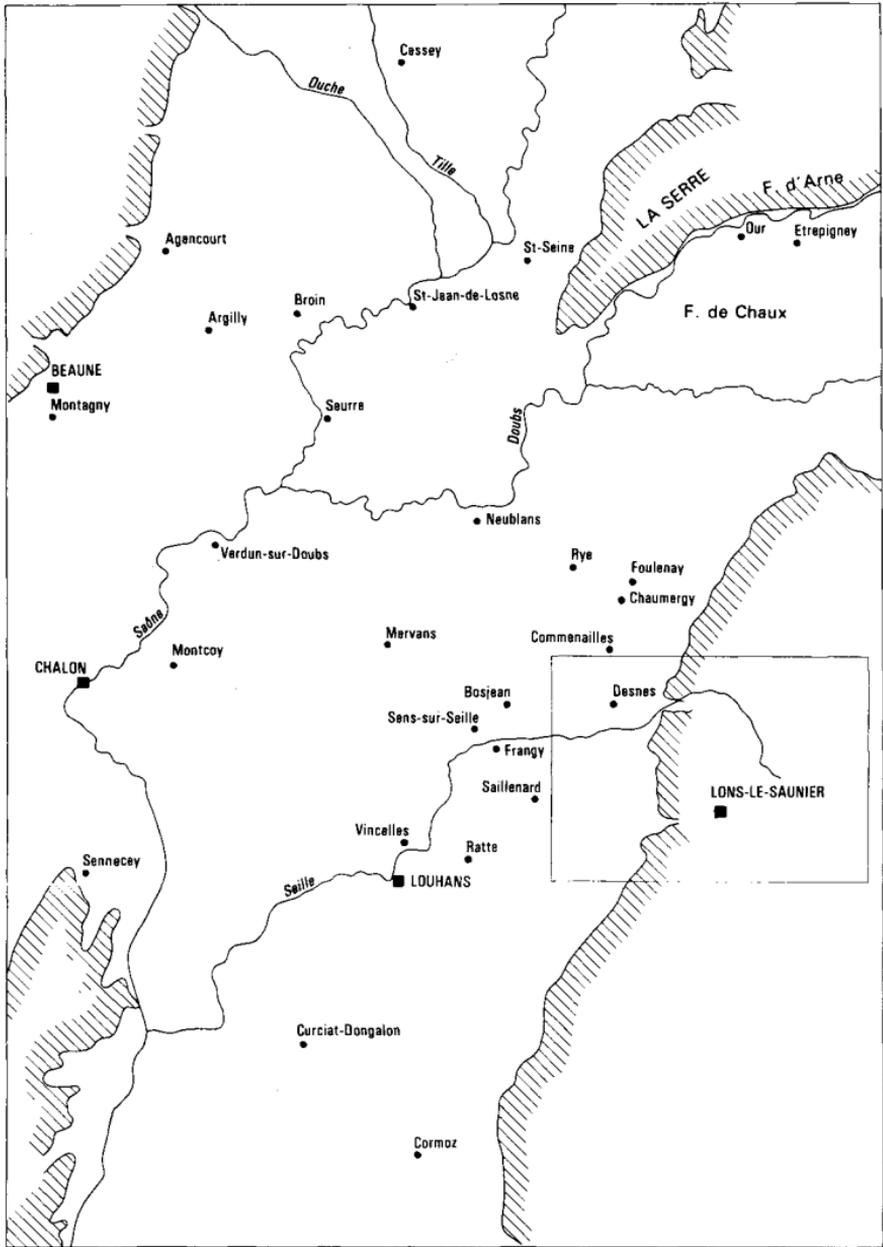


Fig. 12 - Situation des localités de Bresse citées dans le texte

multiples chenaux interstratifiés dans des sédiments plus fins. À l'Ouest et à l'Est, ils passent latéralement aux marnes de Bresse.

La base de la formation montre un abaissement général vers le Sud-Ouest. Irrégulière (moins de 158,5 m au sondage de Mervans, 119,5 m à Sor-nay), elle ravine par endroits les marnes sous-jacentes. Le sommet des sables, régulier, oscille entre les cotes 190 et 200. Leur cortège de minéraux lourds est formé essentiellement par des éléments alpins, mais les teneurs en lutites sont moins importantes.

● **Sables du bois de la Vaivre.** Au nord d'une ligne Dole—Verdun-sur-le-Doubs, développés à l'Ouest du massif de la Serre, des chenaux sableux interstratifiés dans la masse des marnes de Bresse forment un vaste éventail en bordure des cailloutis de la forêt de Chauv. Ces sables montrent un cortège minéralogique de type alpin avec, vers l'Ouest, des teneurs élevées en sphène qui traduisent l'influence d'une province de bordure.

Marnes de Bresse

Ce terme correspond à des sédiments lutitiques peu chargés en sables, équivalent fin des formations grossières du remplissage bressan. D'un point de vue pétrographique, il est indissociable des formations du système de la forêt de Chauv : les rares niveaux sableux interstratifiés au sein de ces marnes ont une composition minéralogique identique à celle des sables de Neublans ou de Foulénay. Parmi cette masse de sédiments fins, deux ensembles s'individualisent par leur position marginale et relativement en amont du complexe fluvial : les argiles d'Étrepigney et les marnes d'Oussières.

● **Marnes de Bresse.** Largement développées au centre de la cuvette bressane (région louhannaise), au Nord-Ouest d'une ligne passant par Montcoy—La Serre, ces marnes peuvent présenter des épaisseurs de l'ordre de plusieurs centaines de mètres : 318 m au sondage d'Argilly et 280 m à Ourciat-Dongalon, reposant respectivement sur l'Oligocène et sur le Vallésien.

Si la base de la formation est irrégulière (de - 123,25 m à l'Argilly à + 92 m au sondage de Montcoy sur l'axe-horst de Sennecey—La Serre), la cote du toit se situe à une altitude oscillant entre 215 et 220 m au centre de la Bresse. Elle se relève sur les bordures où elle se raccorde aux formations de pié-mont.

● **Argiles d'Étrepigney.** Formées par des siltites et argilites riches en débris végétaux, elles reposent sur les cailloutis de la forêt de Chauv en bordure du massif de la Serre dans la région d'Our—Étrepigney. Leur cortège minéralogique alpin et leur position stratigraphique permettent de les rattacher au complexe des marnes de Bresse.

● **Marnes d'Oussières.** Connues par sondage dans la région d'Oussières, ces sédiments fins reposent, à proximité de la bordure jurassienne, sur les cailloutis de la forêt de Chauv et les sables de Foulénay. S'abaissant régulièrement vers le Sud-Est, le mur de la formation passe de la cote 220 à Oussières, à 215,5 à Villers-le-Bois. Épaisses de 20 m au maximum, ces marnes présentent également un cortège minéralogique typiquement alpin.

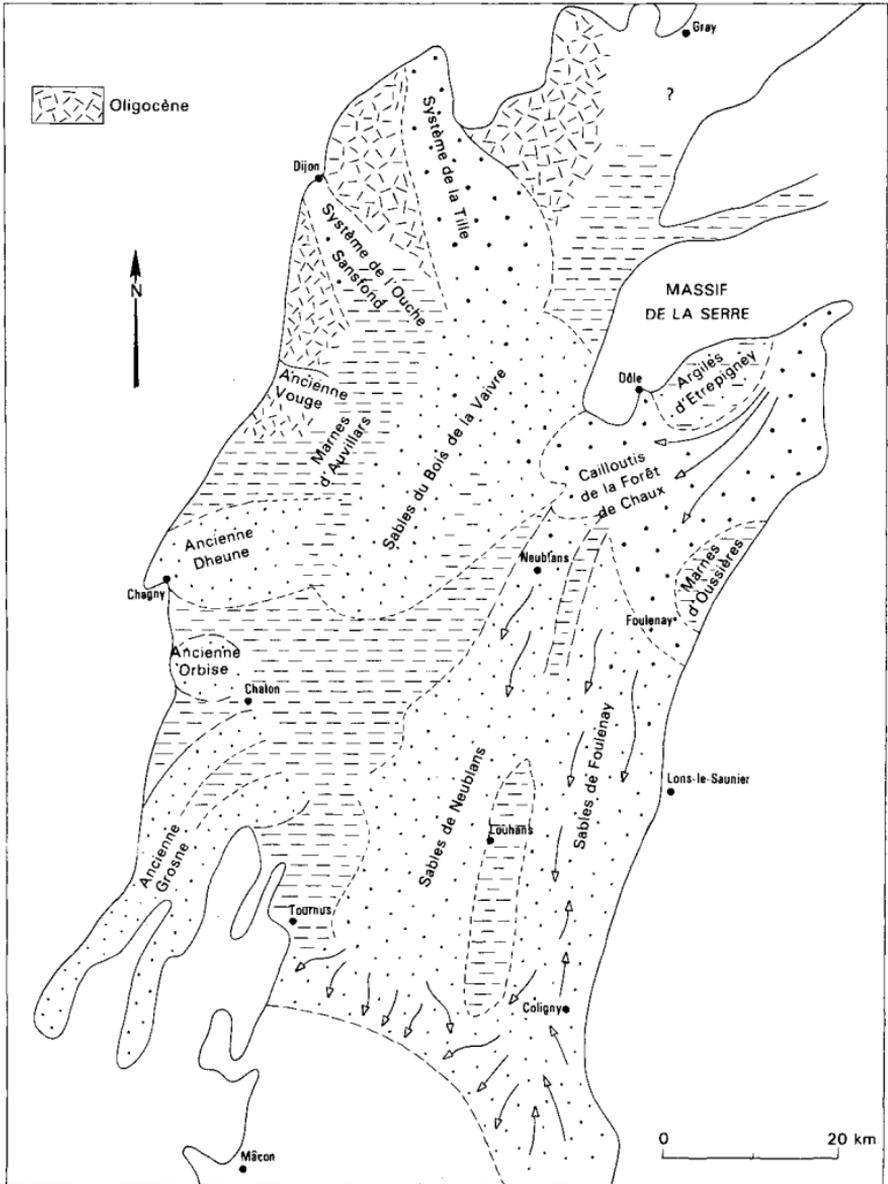


Fig. 13 - Extension des faciès constituant la formation des marnes de Bresse

Systèmes de bordure occidentaux

Ils correspondent aux matériaux calcaires et granitiques qui ont participé au remplissage du fossé bressan à partir de sa bordure occidentale (seuil de Bourgogne, gradins de Côte-d'Or, etc). Du Nord vers le Sud, ce sont :

- le système de la Tille ;
- le système de l'Ouche–Sansfond ;
- les systèmes de la Vouge, de la Dheune, de l'Orbise et de la Grosne.

Le complexe de couverture bressan (Sénac, 1984) et le complexe de Saint-Cosmes (Fleury, 1985), reconnus plus à l'Ouest, ne sont pas présents sur la feuille Lons-le-Saunier.

ANNEXE II : SITUATION, CARACTÉRISTIQUES ET COUPES DES SONDAGES PROFONDS

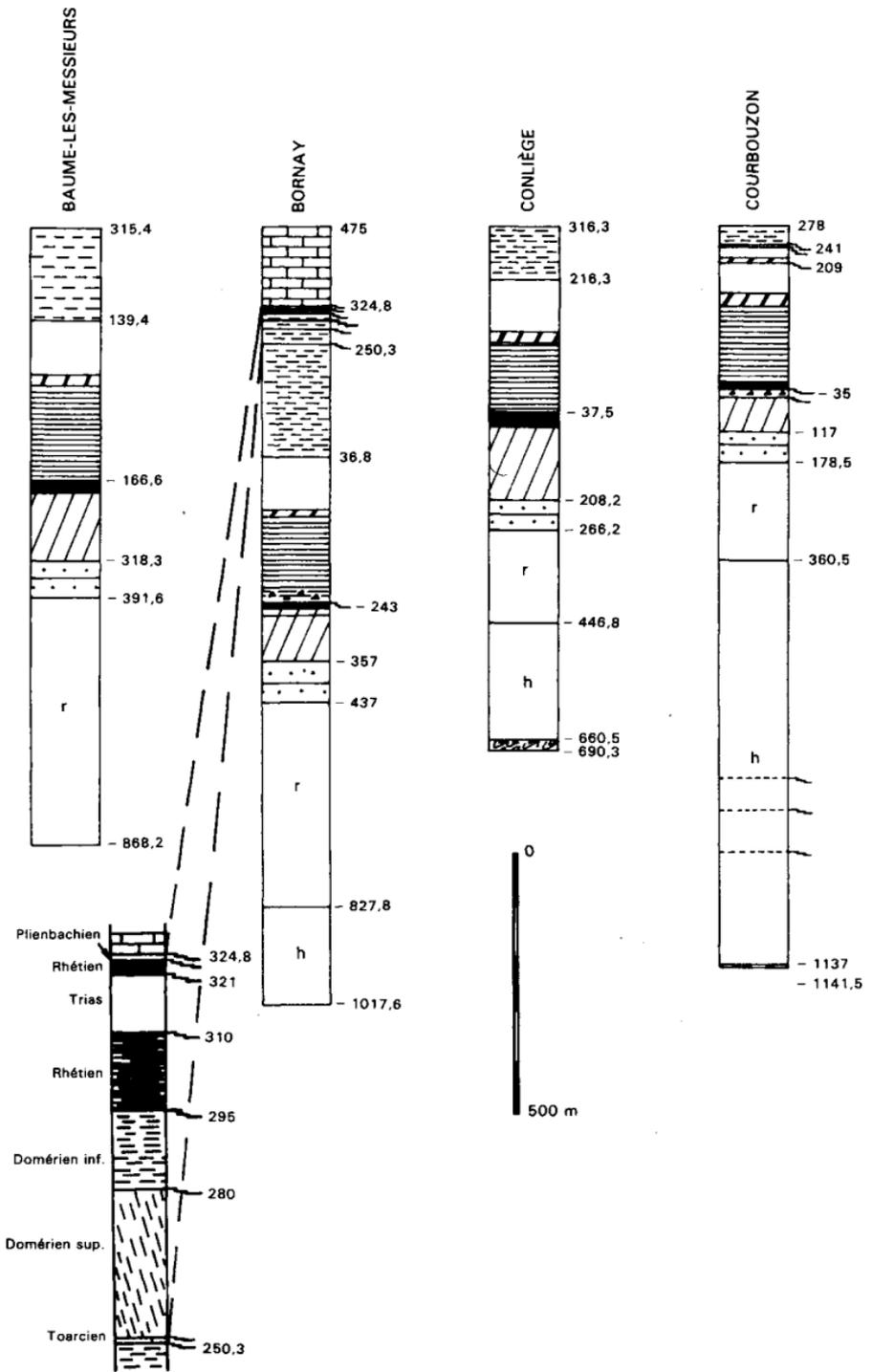
Nom du sondage	Sigle	Indice BRGM	Coordonnées Lambert		Altitude Z	Profondeur (m)
			X	Y		
Baume-les-Messieurs	BE	581.7.98	853,14	194,7	315,47	1 183,6
Bornay	BY	581.6.33	846,28	185,48	475	1 492,6
Briod 1	BD1	581.7.2	851	190,2	536	684
Briod 2	BD2	581.7.16	851,2	189,78	535	1 528,7
Briod 103	BD103	581.7.23	851,25	190,27	545,3	920,8
Briod 104	BD104	581.7.24	850,94	190,63	534,48	701,3
Briod 105	BD105	581.7.25	850,79	190,18	542,99	720,4
Conliège	CE	581.7.19	849,66	188,72	316,35	1 006,5
Courbouzon	CN	581.6.24	845	189,26	278	1 419,55
Courlans	C	581.6.27	842,1	191,17	239,92	943,42
Crancot	CC101	581.7.26	851,51	191,9	539	851,5
Crancot 2	CC 73	581.8.73	856,2	193,48	526	261,4
Crancot 3	CC 86		852,172	193,52	518	708,5
Domblans	JR112	581.3.135	848,88	200,45	255,16	1 576,5
Domblans	JR104	581.3.137	848,73	202,03	238	273
Frontenay	JR109	581.3.138	848,825	203,15	292,5	331,9
Frontenay	FY101	581.3.177	850,71	204,11	397,27	441
Grozon	GN	555.4.01	856	215,66	255,44	328,15
Lavigny	LY1	581.3.134	849,26	196,69	283,65	1 353,1
Lavigny	JR114	581.7.18	849,13	195,07	323	371,3
Lons 1	L1	581.6.21	845,08	191,2	243,71	831,09
Lons 2	L2	581.6.3	847,48	191,02	272,23	1 147,3
Lons 3	L3	581.6.31	847,13	192,18	280	1 129,3
Lons 4	L4	581.6.171	845,82	192,42	330	1 121,5
Lons 102	Ls102	581.6.38	847,18	191,93	305	342,4
Lons 103	Ls103	581.6.39	846,9	192,05	266,74	334

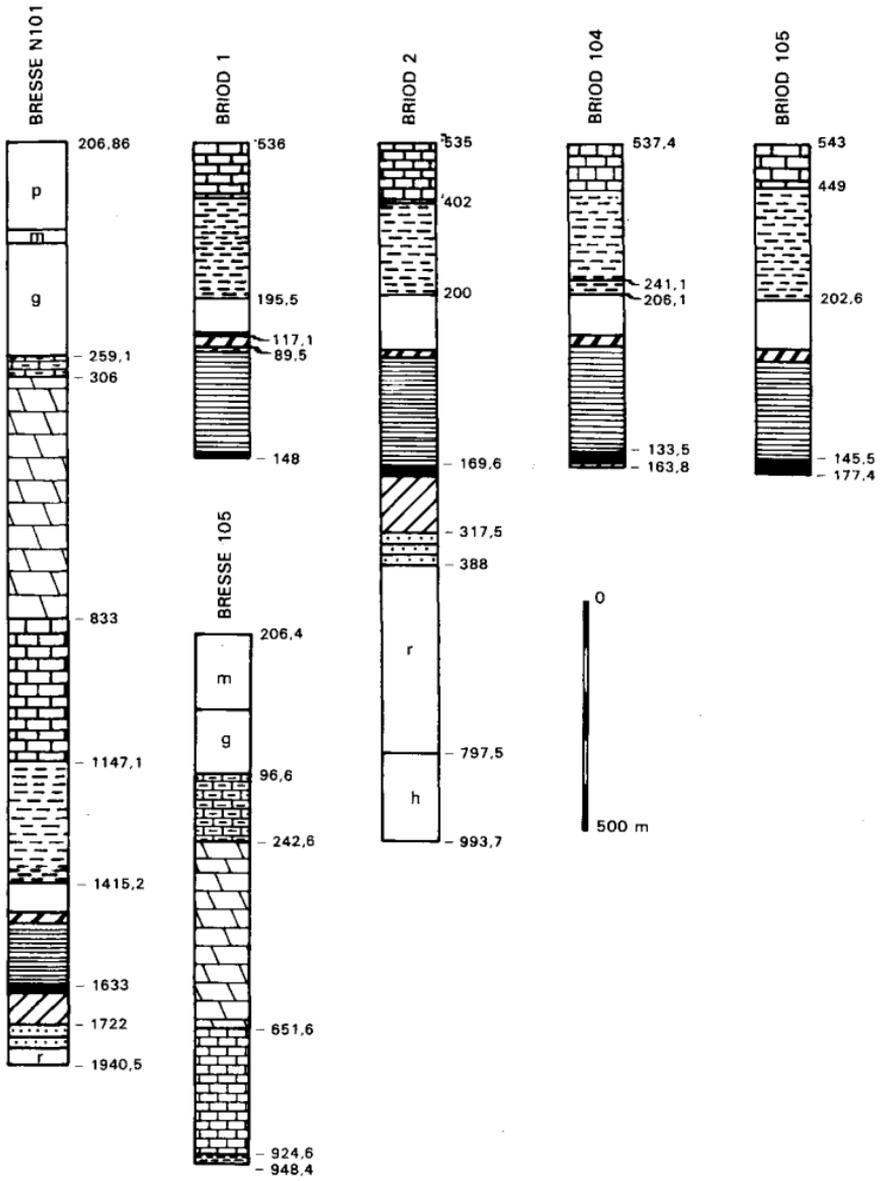
ANNEXE II : SITUATION, CARACTÉRISTIQUES ET COUPES DES SONDAGES PROFONDS (suite)

Nom du sondage	Sigle	Indice BRGM	Coordonnées Lambert		Altitude Z	Profondeur (m)
			X	Y		
Lons-Sud 101	LsS101	581.6.145	845,895	189,74	331,4	377
Macornay 101	May101	581.6.146	845,76	188,18	274,8	325
Messia	M	581.6.29	843,025	189,525	238,43	945,69
Miéry	JR106	555.8.01	854,26	207,22	368	369,2
Moiron	MN	581.6.35	846,3	187,7	285	1270,4
Montmorot CDF1	MT1	581.6.28	844,75	192,47	282	938,53
Montmorot CDF2	MT2	581.6.17	844,04	191	250	1084,7
Montmorot CDF3	MT3	581.6	844,02	191	250	841,9
Passenans	JR105	555.7.04	850,1	205,96	315	513,5
Perrigny 1	P1	581.7.12	848,23	190,16	284	1160
Perrigny 2	P2	581.7.15	848,31	192,22	312,55	1144,2
Perrigny (bois de)	P122	581.7.122	850,25	191,44	557	694
Plainoiseau	PL	581.6.34	845,25	194,85	282,5	1223,7
Publy	PY	581.7.177	852,96	188,37	509,1	1391,8
Publy 101	PY101	581.7.28	853,52	187,17	530,48	954,4
Revigny	RY	581.7.14	849,9	187,45	344,01	896,3
Saint-Lothain	JR110	555.7.3	850,69	206,56	319,25	747,8
Vaux-sur-Poligny	VX	555.8.02	858,63	208,11	387,25	763,7
Vernantois	V	581.7.13	848,34	185,92	400	545,2
Vevy	VV101	581.7.27	852,9	189,98	522	918,2
Villeneuve 1	VE1	581.6.36	845,14	193,66	290	1189,4
Villeneuve 2	VE2	581.6.32	846,6	193,58	300	1203,5
Vincelles	Vi	580.7.02	821,3	188,06	181,65	1261,3
Voiteur	JR111	581.3.136	850	200,83	248,5	341,3
Ratte (Le Fay)	RA	580.8.01	830,98	187,2	194,93	1246,7

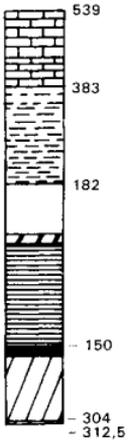
LÉGENDE DE L'ANNEXE 2

	Plio-Pleistocène
	Miocène continental
	Vallésien
	Tortonien
	Aquitanien
	Oligocène
	Eocène
	Crétacé
	Malm
	Dogger
	Lias
	Keuper supérieur
	Keuper moyen
	Keuper inférieur
	Lettenkohle
	Muschelkalk
	Trias inférieur
	Saxonien
	Stéphanien
	Socle

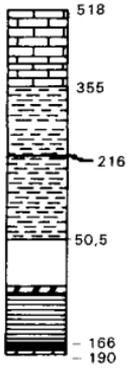




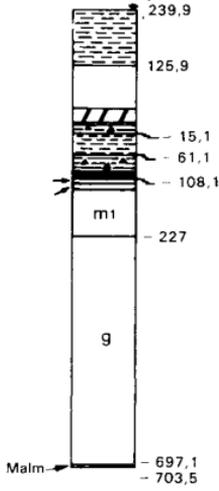
CRANÇOT
101



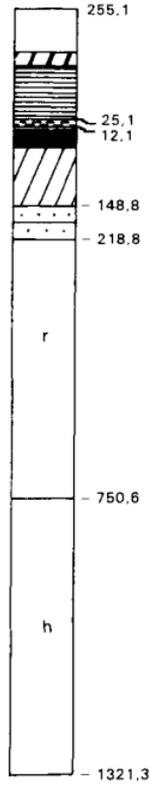
CRANÇOT
Cc 86



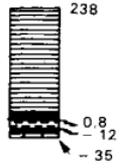
COURLANS



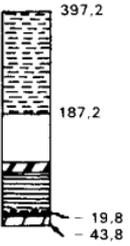
DOMBLANS
112



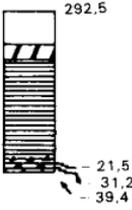
DOMBLANS
104



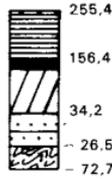
FRONTENAY
101



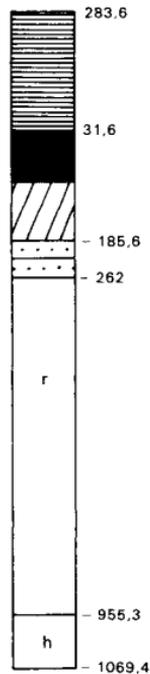
FRONTENAY
109



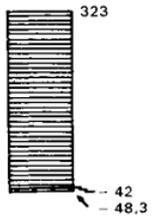
CROZON

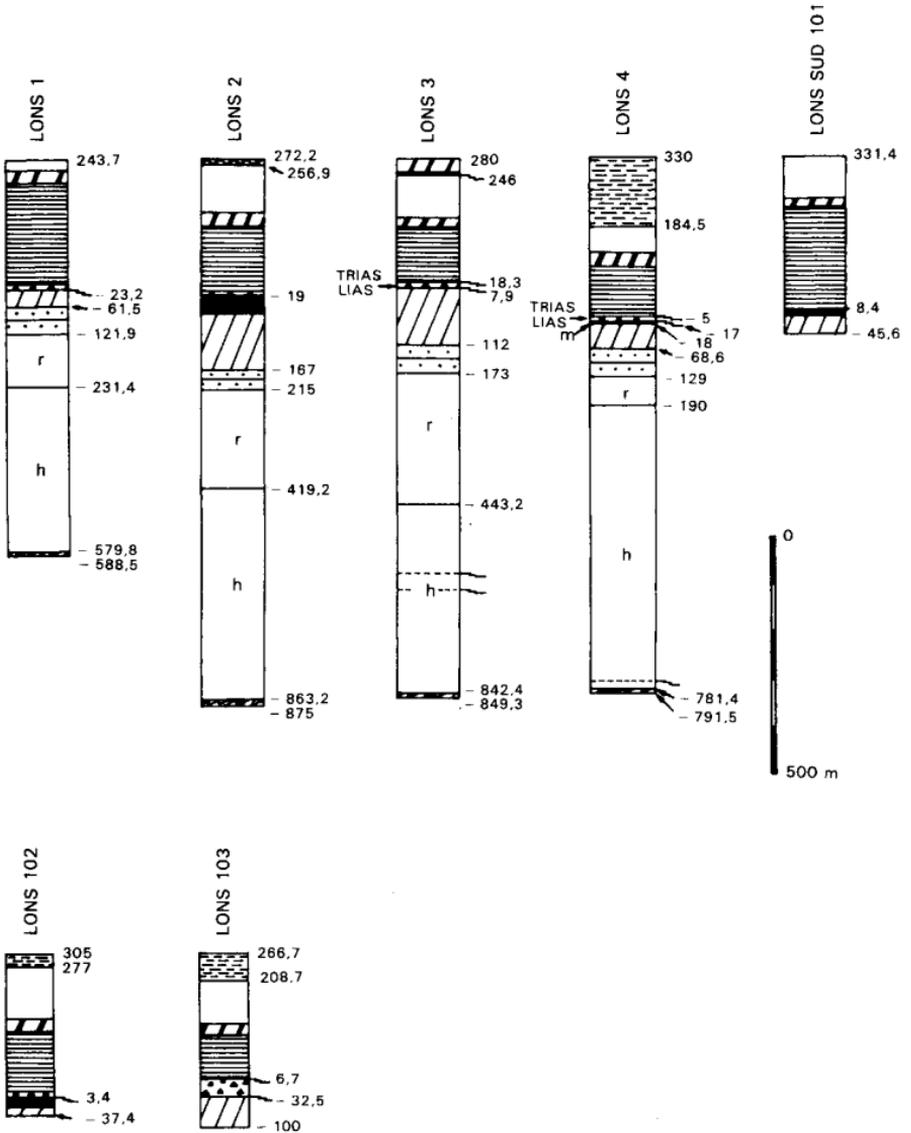


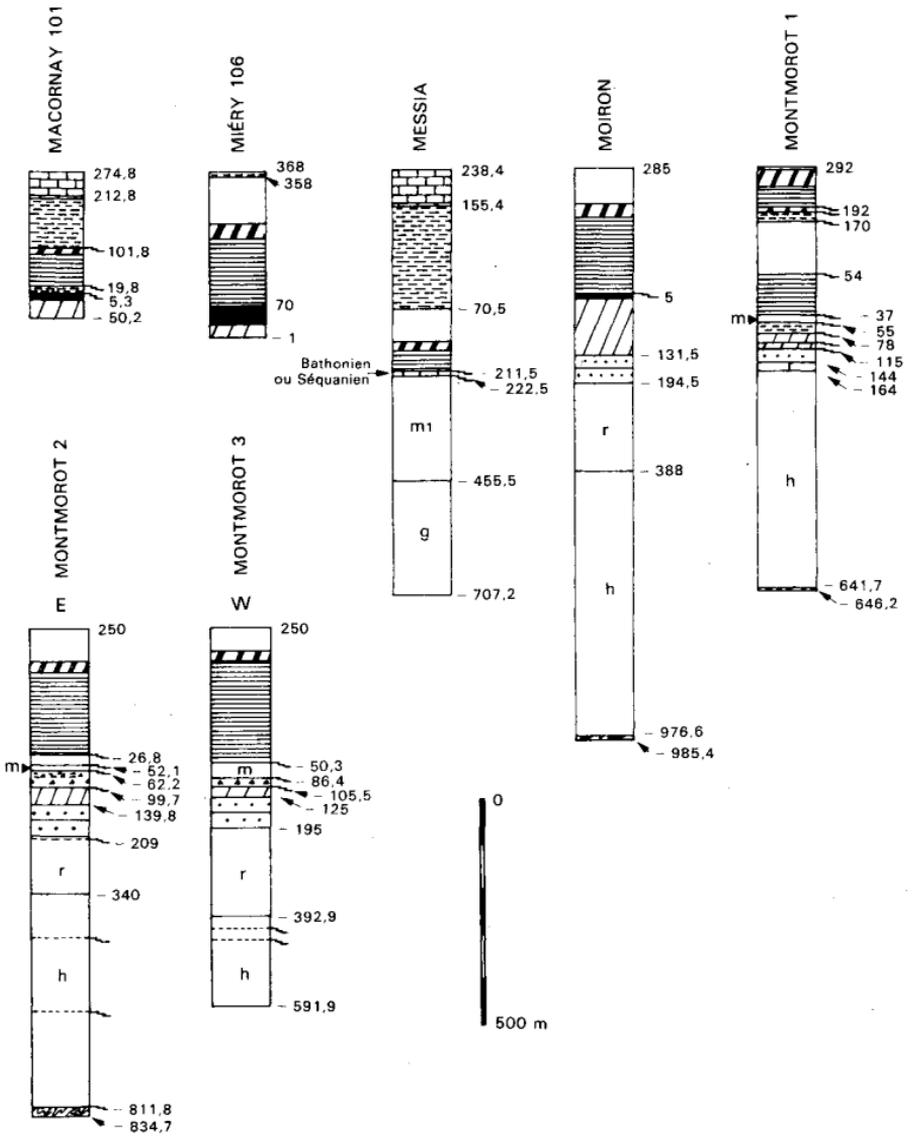
LAVIGNY 1



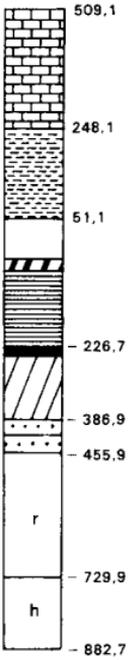
LAVIGNY
114



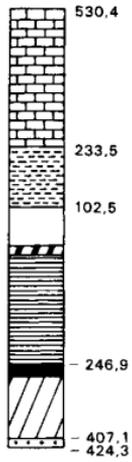




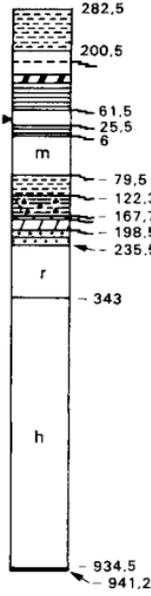
PUBLY



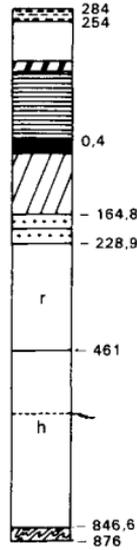
PUBLY 101



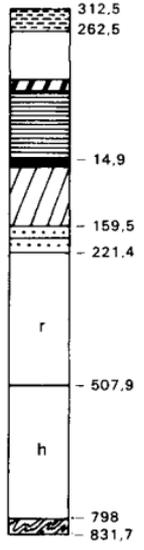
PLAINOISEAU



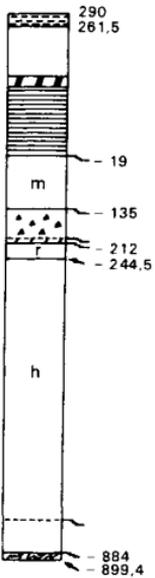
PERRIGNY 1



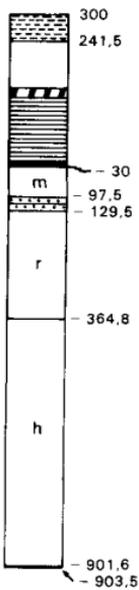
PERRIGNY 2



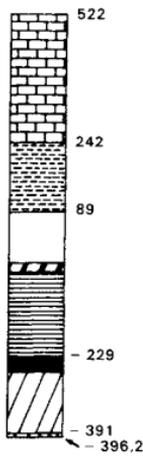
VILLENEUVE 1



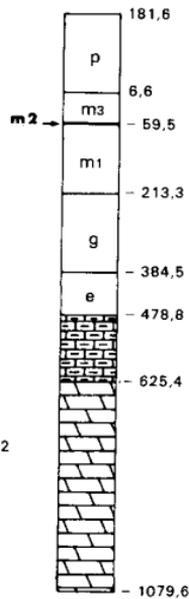
VILLENEUVE 2



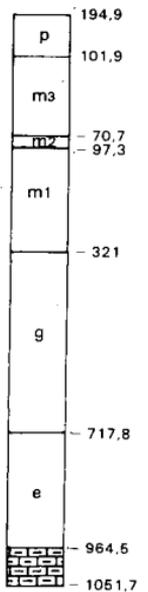
VEVY 101

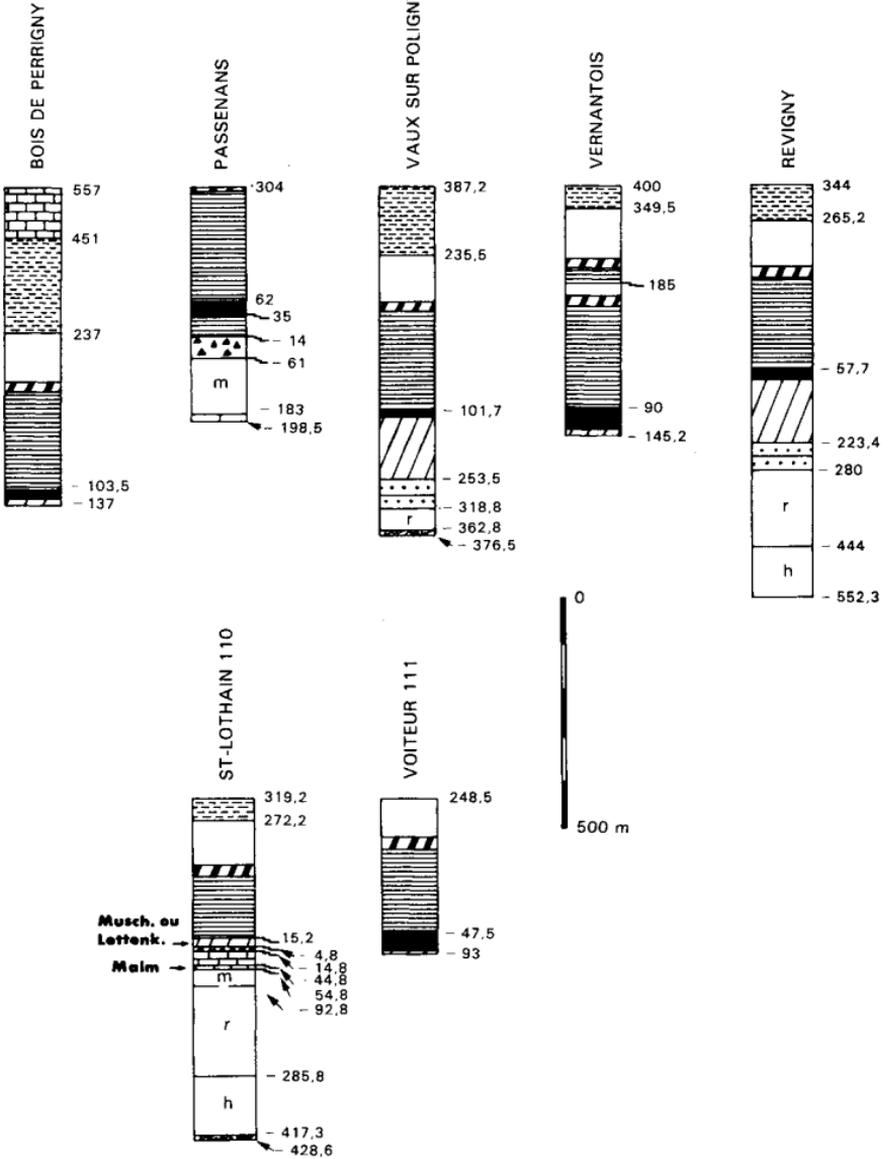


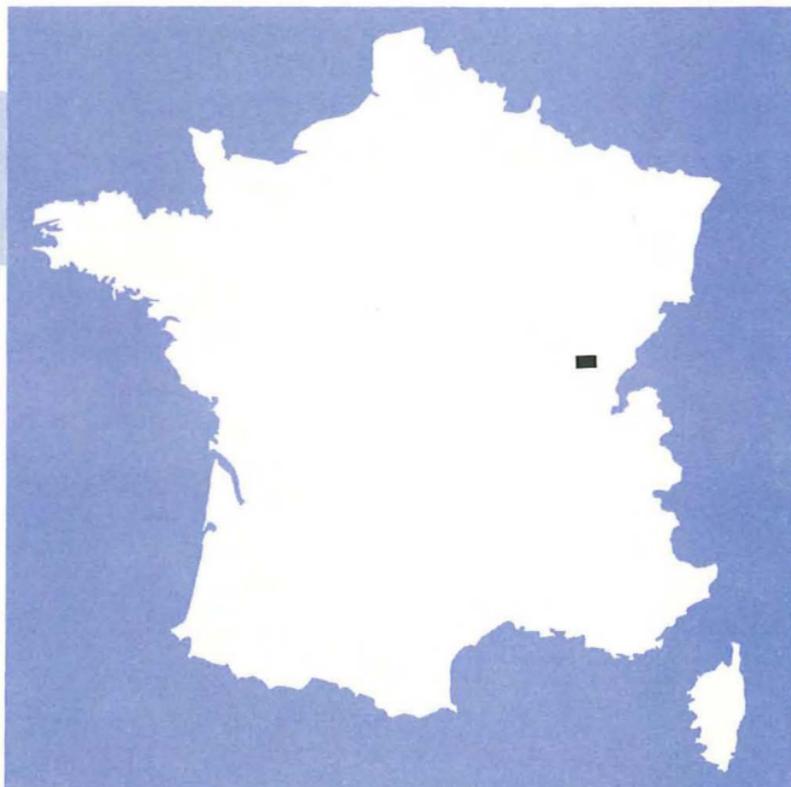
VINCELLES



RATTE







LONS-LE-SAUNIER

La carte géologique à 1/50 000
LONS-LE-SAUNIER est recouverte par la coupure
LONS-LE-SAUNIER (N° 138)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Pierre	Polligny	Salins-les-Bains
Louhans	LONS-LE-SAUNIER	Champagnole
Montpont	Orgelet	Morez-Bois-d'Amont