



## QUINGEY

La carte géologique à 1/50 000  
QUINGEY est recouverte par la coupure  
BESANÇON (N° 126)  
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

PESMES	BESANÇON	VERCEL
DOLE	QUINGEY	ORNANS
POLIGNY	SALINS- LES-BAINS	PONTARLIER

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

BUREAU DE  
RECHERCHES  
GÉOLOGIQUES  
ET MINIÈRES

# QUINGEY

XXXIII-24

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



# NOTICE EXPLICATIVE

## SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION .....	2
DESCRIPTION DES TERRAINS .....	2
<i>TERRAINS RECONNUS EN PROFONDEUR</i> .....	2
<i>TERRAINS CONNUS A L'AFFLEUREMENT</i> .....	3
ESQUISSE STRUCTURALE .....	25
ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE .....	32
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS .....	35
<i>HYDROGÉOLOGIE</i> .....	35
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i> .....	35
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE .....	36
<i>DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES</i> .....	36
<i>INDEX BIBLIOGRAPHIQUE</i> .....	36
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i> .....	37
AUTEUR .....	38

## INTRODUCTION

La feuille Quingey couvre une partie du Jura franc-comtois et s'étend sur les départements du Doubs et du Jura. Elle est drainée au Nord par le Doubs et d'Est en Ouest par la Loue dont le parcours sinueux emprunte tantôt une vallée encaissée dans la zone de plateau, tantôt des cluses ou des dépressions synclinales.

L'ensemble de la région comprend plusieurs domaines physiographiques distincts.

A l'Ouest d'une ligne allant de Villers-Farlay à Courtefontaine s'étend la plaine de la forêt de Chau d'altitude moyenne de 250 m qui est développée jusqu'à Dôle, entre le Doubs au Nord et la Loue au Sud. Celle-ci se jette dans celui-là un peu en aval de Dôle.

Du Nord au Sud, de part et d'autre de la vallée de la Loue empruntée par la Nationale 83, s'échelonnent et s'alignent des *monts* qui barrent l'horizon tant vers l'Ouest, de Vorges à Port-Lesney, que vers l'Est, entre Chenecey et Ivrey. Ces ondulations sont dues à la structure plissée du sous-sol. Elles s'estompent sous la forêt de Chau dont le soubassement est recouvert de sédiments récents. Au Nord, elles se raccordent aux reliefs bisontins de Busy-Larnod ; au Sud, elles se terminent obliquement en bordure de la forêt de Mouchard. Du côté oriental, les monts se succèdent et se relaient jusqu'au mont Poupet qui culmine à 850 mètres.

Au Nord-Est de la feuille, les faisceaux plissés passent à la région du plateau de Montrond dominé, çà et là, par des buttes-témoins (Montrond, mont d'Or). Ce plateau est limité à l'Est par des contreforts qui traversent le pays en biais, entre Malbrans et Alaise.

Au Sud-Est s'étend le plateau d'Amancey qui prolonge le plateau d'Ornans et se relève progressivement vers le Sud en direction de Déservillers.

Les confins méridionaux de la feuille sont formés de crêtes boisées alignées à plus de 800 m d'altitude sensiblement de l'E.NE vers l'W.SW, entre Montmahoux et le mont Poupet. Ces reliefs dominent les dépressions de Nans-sous-Sainte-Anne et de Salins-les-Bains.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *TERRAINS RECONNUS EN PROFONDEUR*

Des indications sur les formations antérieures au Keuper moyen ont été fournies par le sondage Eternoz 1 dont la coupe lithologique est figurée en marge de la feuille. Cet ouvrage, implanté à la cote +521, a été exécuté par la COPEFA en 1960. Il a traversé 278 m de Dogger, 254 m de Lias, 118,20 m de Keuper supérieur—Rhétien puis 27 m de Keuper moyen. Ces terrains présentent des faciès connus à l'affleurement.

En dessous, le forage a rencontré :

**Keuper inférieur** (341 m). Argiles noires et bancs de sel gemme gris et rouge à nodules, rognons et cristaux de polyhalite sur 328 m, avec un banc de sel massif à la base de la formation salifère qui repose sur environ 13 m de marnes compactes gris noirâtre.

**Lettenkohle** (14 m). Dolomies et argiles dolomitiques, argile noire à *Estheria*, couches et nodules d'anhydrite surmontant des dolomies beiges massives.

**Muschelkalk supérieur** (56 m). Calcaire et dolomie à nodules d'anhydrite et à Myophories, avec quelques entroques.

**Muschelkalk moyen** (109 m). A la partie supérieure : calcaires blancs (5 m) et couches grises (42 m) ; puis sel massif gris (38 m) et couches rouges (24 m).

**Muschelkalk inférieur** (25 m). Série dolomitique comprenant des dolomies à *Myo-phoria orbicularis* (6 m) au sommet et des pélites, grès silteux et dolomies (faciès Wellenkalk) à la base.

**Buntsandstein** (74 m). Grès versicolores (faciès *grès bigarrés*), feldspathiques, grossiers, mal consolidés, à lentilles conglomératiques quartzueuses et intercalations de grès fins argileux et d'argile gréseuse.

**Permien** (1220 m). Alternances d'argile silteuse ou gréseuse grisâtre, rouge, violacée et de passées gréseuses micacées ou arkosiques de teinte brun-rouge. Conglomérats quartzo-feldspathiques et grès grossiers rougeâtres. Localement, nodules d'argile verte ou de marne dolomitique gris-beige et inclusions d'anhydrite.

Avec plus de 1200 m de Permien, le forage d'Eternoz 1 montre un accroissement considérable des épaisseurs de cet étage sous la zone de plateau de la région de Quingey. Contrairement à ce qui est observé au Sud, ici le socle n'a pas été atteint malgré la profondeur de l'ouvrage.

#### TERRAINS CONNUS A L'AFFLEUREMENT

##### Trias

**ta. Brèche tectonique triasique.** Elle constitue le prolongement de la terminaison septentrionale de la semelle de l'allochtone salinois décrit par A. Caire à l'angle nord-ouest du territoire de la feuille Salins où cette formation se développe sous la forêt de Mouchard et dans les régions d'Aiglepierre et de Marnoz, jusqu'à la Furieuse (fg. Saint-Pierre-de-Salins). Cette brèche occupe la partie orientale de la forêt de l'Argillat, entre la voie ferrée et la N 72, au Nord-Ouest de Mouchard ; elle est en contact tectonique avec les formations du Kimméridgien et demeure masquée par les conglomérats pliocènes de la forêt de Chau. Elle n'apparaît qu'à la faveur d'excavations et de travaux souterrains.

Il s'agit d'une formation polygénique, d'origine tectonique, qui jalonne le grand chevauchement du faisceau salinois à l'Est. Dans cette brèche chaotique, se trouvent mélangés, pêle-mêle, des blocs et des paquets de roches liasiques, des lambeaux de Malm rabotés du soubassement autochtone, etc. L'ensemble est emballé dans une matrice argilo-gréseuse triasique (Keuper supérieur) associée aux marnes liasiques.

**tb. Keuper moyen. Dolomie moellon, argiles bigarrées, grès à roseaux.** C'est l'étage le plus ancien repéré sur le terrain jusqu'à présent. Il est souvent recouvert d'éboulis ou de formations superficielles qui cachent les formations marneuses et gypseuses. Seuls les bancs dolomitiques percent parfois à travers la couverture argileuse et constituent un ressaut dans la topographie ou apparaissent au creux d'un ruisseau. Le Keuper moyen est localisé au front des grands accidents chevauchants.

La partie supérieure est connue à l'affleurement (ruisseau du moulin Caillet) et a été traversée par les sondages E.D.F. au Nord-Est de Vorges-les-Pins (X 248 et IP 242).

Dans ce secteur, deux niveaux ont été distingués, de bas en haut :

- *Marnes bariolées et marnes noires* micacées ou dolomitiques à bancs et nodules de gypse rouge reposant en profondeur sur les *Grès à roseaux* qui n'ont pas été atteints par les travaux de reconnaissance. Elles ont été recoupées sur une quinzaine de mètres.

- *Dolomie moellon* (ou Dolomie de 10 m) composée de marnes dolomitiques à la partie inférieure, de dolomies jaunâtres, tantôt compactes, tantôt cavernueuses et de dolomies marneuses cloisonnées (0,50 m) au sommet.

D'autres affleurements existent au pied du mont Poupet et montrent également des marnes bigarrées à lits gréseux ou schisteux (routes de la ferme Combelle et de Saint-Thiébaud) à horizons gypseux surmontés par de la dolomie en dalles et des calcaires dolomitiques à patine crème à passées celluleuses ou cavernueuses (8 à 10 m).

Mais il règne un tel désordre tectonique à cet endroit qu'il est bien difficile d'établir une stratigraphie précise au sein de cet ensemble où des redoublements et des inversions de séries sont fréquents.

L'épaisseur à Vorges est estimée à 24 mètres. C'est sensiblement la même puissance (27 m) qui a été reconnue au forage d'Eternoz 1. Elle est susceptible de variations (32 m à Valempoulières 1, au Sud de Salins-les-Bains).

A Eternoz 1, le Keuper moyen est composé successivement du haut vers le bas, de dolomie (Dolomie moellon, 11 m), d'anhydrite (1 m), d'argile rouge (5,5 m) et de grès à roseaux (9,5 m).

t9. **Keuper supérieur. Argiles bariolées, dolomies et gypse.** Les affleurements jalonnent également les grands accidents tangentiels : chevauchement du faisceau salinois (route de Salins à Nans-sous-Sainte-Anne), chevauchements du faisceau de Quingey.

Il repose sur la dolomie moellon qui forme un replat structural ou un ressaut dans le paysage, par l'intermédiaire de quelques décimètres de marnes dolomitiques cloisonnées rouges.

Une stratigraphie assez détaillée a pu être faite d'après les sondages de Vorges-les-Pins. Ailleurs, elle est trop confuse pour servir de référence.

On a pu ainsi, y reconnaître trois parties, de la base au sommet :

- *Argiles rouge brique et bariolées* vertes ou lie-de-vin, avec niveaux dolomitiques et bancs de gypse et d'anhydrite avec quelques quartz bipyramidés (20 m).

- *Dolomie caverneuse* en dalles grisâtres (2,50 m) dite encore *Dolomie de 2 mètres*, intercalée entre des marnes inférieures vertes à lits d'anhydrite multicolores et des marnes supérieures gypseuses grisâtres renfermant un banc de grès roux dolomitique (2 m) ; l'ensemble a une épaisseur de 5 à 6 mètres.

- *Marnes dolomitiques irisées*, lie-de-vin et rougeâtres à la base, vertes et compactes au sommet (18 à 20 m).

Au total, c'est donc une série d'environ 45 m qui constitue, à Vorges-les-Pins, le Keuper supérieur. Dans ses grandes lignes, elle est semblable à celle des régions voisines mais d'épaisseur plus faible (100 m dans la région salinoise selon A. Caire). Au pied du mont Poupet, les épaisseurs paraissent également supérieures, en dépit d'une tectonisation intense.

Les affleurements au Nord du territoire de la feuille sont limités aux secteurs de Vorges, moulin Caillet, Abbans-dessus et Byans. Un pointement ressort épisodiquement à la faveur d'un curage de fossé dans le tournant de la route Quingey—Courcelles, au Sud du mont de Cessey.

Au Sud, les sédiments du Keuper supérieur apparaissent au fond du cirque d'Ivrey et à la lisière de la feuille Salins-les-Bains, en bordure de la route de Nans-sous-Sainte-Anne.

Le sondage d'Eternoz 1 a rencontré 91,20 m de Keuper supérieur comprenant de haut vers le bas :

- argiles dolomitiques vertes et rouges à petits poudingues vers le sommet (22,20 m) ;
- argile, anhydrite et bancs de dolomie (39 m) ;
- dolomie de 2 m ;
- argiles bariolées avec niveaux de dolomie et d'anhydrite (28 m).

t10. **Rhétien. Argiles schisteuses noires et « chocolat », marnes et calcaires, dolomies et grès.** D'épaisseur réduite (20 à 25 m), le Rhétien est essentiellement de nature argileuse et se différencie mal des formations qui l'encadrent de telle sorte qu'il a été tantôt rattaché à l'Hettangien, tantôt au Keuper supérieur. Sur la feuille Quingey, il a été réuni au Keuper supérieur (t9-10) lorsque les couches sont masquées par la végétation, les éboulis et les glissements de terrain ou perturbées par des déformations structurales. Néanmoins, sa stratigraphie a pu être reconnue en divers points à la faveur de travaux, notamment au Nord-Ouest de la feuille (pipe-line Sud-Europe) et de forages (EDF à Vorges-les-Pins).

Il débute à la base par des argiles écailleuses noires feuilletées luisantes (toucher savonneux) à passées gréseuses (à stratifications entrecroisées), dolomitiques et pélitiques (10 à 12 m).

Au-dessus vient un niveau de schistes noirs et de marnes dolomitiques surmonté d'alternances de grès roux à stratifications entrecroisées et d'argiles schisteuses noires (2,80 m).

La partie supérieure est composée de dolomies et de calcaires marneux magnésiens (couches à *Avicula contorta* ?) (8 à 10 m). Elle se termine par des marnes schisteuses et des argiles verdâtres ou marron à lits gréseux qui correspondent probablement au niveau-repère des Marnes de Levallois fréquemment atteint par sondage (épaisseur faible : 1 à 2 m).

Le Rhétien présente de fréquentes et rapides variations latérales de faciès. Il apparaît ici plus schisteux que dans la région salinoise où la base est surtout gréseuse et flyschoidé (grès de Boisset), la partie moyenne marno-calcaire (*A. concorta*) et le sommet argileux (Marnes de Levallois). Il n'a pas non plus livré le classique *bone bed* à écailles et dents de Poissons du faisceau bisontin.

Au Nord-Ouest de la feuille (régions de Byans, Vorges, Abbans-dessus), les paillettes argileuses noires constituent un repère faciologique intéressant visible à l'affleurement dans les ruisseaux en amont du moulin Caillet et sur le talus de la route.

Dans le secteur d'Ivrey au pied du mont Poupet, il présente un *cachet salinois* plus marqué bien que n'ayant livré pour l'instant aucune faune caractéristique à cet endroit. L'existence de fossiles marins remaniés et l'hétérogénéité des faciès à la base de la série sont le signe de profonds changements dans le milieu de sédimentation, perturbations dues à l'arrivée de la transgression marine du Jurassique.

Au sondage d'Eternoz 1, le Rhétien—Hettangien (21 m) à l'état d'argile silteuse noire et de grès fin gris renferme des bancs de dolomie beige. Les alternances de schistes noirs et les laminites de grès fins de base à stratification ondulée érodent les argiles vertes du Keuper.

## Jurassique

### Lias

1-3. **Hettangien—Sinémurien (et Lotharingien inférieur). Calcaire gréseux, calcaire à Gryphées.** Le Lias inférieur calcaire est une formation dure qui constitue un ressaut (Barre à Gryphées) à végétation buissonnante et un bon repère sur les pentes marneuses des prairies liasiques. Cette barre calcaire d'une dizaine de mètres d'épaisseur regroupe deux étages.

**L'Hettangien** (0,50 à 1 m) est constitué de calcaires sableux dans le secteur d'Abbans-dessus, de Vorges-les-Pins et de Byans-sur-Doubs. Le banc sableux inférieur est surmonté, au Sud de la feuille (Ivrey, Déservillers), par des calcaires siliceux et quartzeux durs gris bleuté à altération jaune qui renferment des Lamellibranches (*Lima gigantea* et quelques Gryphées) formant parfois une véritable lumachelle contenant également *Schlotheimia angulata*. La zone à *Psiloceras planorbis* a été mise en évidence au Sud, dans le cadre de la feuille Salins-les-Bains, où elle est accompagnée de lumachelles à Cardinies et montre localement, à la base, un *bone bed* à dents de Poissons et de Sauriens.

**Le Sinémurien (s. str.)** (8 à 9 m) est formé de calcaires très durs noirâtres pyriteux à taches rousses ferrugineuses, en bancs de 20 à 40 cm, à structure rognoneuse montrant des traces de bioturbation fréquentes (indice de dépôt côtier intertidal et subtidal) séparés par de fines intercalations marneuses noires. Les lumachelles de *Gryphaea arcuata*, très abondantes à la base des bancs, renferment une riche faune de Céphalopodes : *Coroniceras bucklandi*, *Arietites bisulcatus*, *Arnioceras hartmanni*, *Belemnites breviformis*. Nombreux Lamellibranches et Brachiopodes : *Lima gigantea*, *L. punctata*, *Pholadomya decorata*, *Pleuromya striatula*, *Pinna hartmanni*, *Modiola* sp.,

*Spiriferina pinguis*, *Zeilleria rostrata*, *Rhynchonella variabilis* ; quelques Pentacrines ainsi qu'une microfaune d'Involutines (*Involutina liasica*) et de Lingulines. La partie supérieure du calcaire à Gryphées renferme des fossiles phosphatés et se rattache paléontologiquement à la base du Lotharingien (1 à 2 m). On y trouve encore *Gryphaea arcuata* ainsi qu'une abondante faune : *Arnioceras geometricum* et *A. hartmanni*, *Microderoceras birchii*, *Asteroceras stellare*, *Echioceras* sp., *Belemnites acutus*, *Nautilus striatus*, associée à une riche faune de *Pectenidaea*, *Spiriferinidaea*, *Pleuromyidaea*, etc. avec de nombreuses Pentacrines (*P. tuberculatus*).

Les limites de cette unité lithologique sont essentiellement faciologiques : assez nettes pour la partie inférieure, elles le sont moins pour la partie supérieure qui passe progressivement aux marnes *charmouthiennes*.

14-6. **Lotharingien supérieur, Carixien et Domérien (« Charmouthien »).** Argiles et marno-calcaires. Formation assez cohérente, de nature marno-calcaire argileuse, comprise entre le calcaire à Gryphées et les *Schistes carton*, d'une puissance variable (40 à 80 m), encore connue sous le nom de *Charmouthien*, dans laquelle sont réunies :

- marnes et argiles du Lotharingien supérieur ;
- marnes et calcaire du Carixien ;
- marnes schistoïdes du Domérien inférieur ;
- marnes sableuses du Domérien supérieur.

L'ensemble Carixien—Domérien représente le *Pliensbachien*, étage classique du Jura.

De nombreux affleurements dispersés au pied des talus sont répartis dans les combes liasiques au Nord de Quingey (entre Vorges-les-Pins et Byans) ou en contrebas de Chenecey, en amont du *cirque d'Ivrey* et sur les flancs des dépressions situées au Sud de Déservillers, sur la bordure septentrionale du chevauchement salinois. Bien qu'aisément identifiables isolément grâce à l'abondante faune d'Ammonites qu'ils recèlent, ces terrains constituent rarement des séries continues complètes en raison des glissements fréquents dont ils sont affectés. Les principaux niveaux sont les suivants :

• **Lotharingien.** La partie supérieure (le niveau inférieur calcaire est sur la carte rattaché au Lias calcaire : 11-3) est à l'état de marnes grises à la base desquelles s'interstratifient des bancs marno-calcaires sableux gris à patine jaunâtre et des calcaires ocreux tachetés de dendrites ferrugineuses rousses, le tout atteignant une vingtaine de mètres au Sud et 5 à 10 m au Nord de la feuille Quingey.

Le Lotharingien présente plusieurs horizons paléontologiques ; quelques-uns ont pu être reconnus dans le ravin du moulin Caillet : niveau à *Asteroceras obtusum* à la base, à *Oxynoticeras* sp. dans la partie moyenne, à *Echioceras raricostatum* et *Deroceras armatum* au sommet. Les marno-calcaires renferment fréquemment *Gryphaea obliqua*, *G. cymbium* associées à des Pholades (*Ph. voltzi*). Les marnes contiennent des Bélemnites (*B. clavatus*, *B. acutus*) et des Térébratules. Elles ont livré également une microfaune abondante mais peu caractéristique d'Involutines, Lenticulines, Lingulines, Frondiculaires, etc.

• **Carixien** (Pliensbachien inférieur, 10 à 15 m). Ce sous-étage débute par des lits de marnes grises argileuses alternant avec des bancs de calcaires marneux à fréquence accrue vers le haut qui contiennent : *Belemnites* sp., *Deroceras armatum*, *Waldheimia (Zeilleria) numismalis*, *Gryphaea cymbium*, *Pholadomya* sp. Il se termine par un banc calcaire gris à *Belemnites* (1 m) contenant de nombreuses espèces : *Belemnites acutus*, *B. paxillosus*, *B. oxydonus*, . . . et *Lytoceras fimbriatum*, *Prodactylioceras davoei*. Il constitue parfois un replat structural dans la topographie.

• **Domérien** (Pliensbachien supérieur). On y distingue généralement :

— **Partie inférieure.** Marnes schistoïdes micacées grises (15 à 20 m) à bancs marno-calcaires micacés à la base et sphérites calcaires jaunâtres perforés de tubulures de *Tisoo siphonalis* avec des concentrations pyriteuses (rognons de marcassite). Ces marnes à altération terreuse sont caractérisées par *Amaltheus margaritatus* et *Belemnites* sp. (Byans-sur-Doubs, versant nord du Poupet).

- *Partie supérieure.* Marnes sableuses micacées grises ou bleuâtres (10 à 15 m) à bancs noduleux calcaires (*miches*) ou gréseux à structure cloisonnée (*septaria*) et rognons ferrugineux résultant de l'oxydation de boules de pyrite (Banc de roc). Couches à *Pleuroceras spinatum* et marnes à *Plicatula spinosa* (Marnes à Plicatules). Faune abondante : *Belemnites longissimus*, *Nautilus striatus*, *Pecten aequivalvis*, *Pholadomya* sp., etc.

Le Domérien renferme des Foraminifères appartenant aux genres *Fronicularia*, *Marginulina*, *Marginulinopsis* et *Lenticulina*.

l7-8. **Toarcien. Marnes schisteuses, faciès « schistes cartons » à Posidonomyes.** Cet étage est représenté par deux assises lithologiques bien distinctes :

- **Schistes bitumineux** (schistes carton) : marnes schisteuses à Posidonomyes (Toarcien inférieur).

- **Marnes à nodules et à miches et marnes micacées** (Toarcien moyen et supérieur).

Le Toarcien inférieur (Schistes carton) constitue un assez bon repère cartographique déterminant dans la morphologie un talus plus raide dans les pentes douces des marnes du Lias supérieur. Les marnes micacées du Toarcien se confondent par contre avec les marnes aaléniennes inférieures (l7-lja-b). L'ensemble a une épaisseur irrégulière variant entre 50 et 70 mètres. Les bons affleurements sont rares et se situent surtout au fond des ravins ou sur les bordures des ruisseaux (moulin Caillet, Abbans-dessous, bas de falaise occidentale du Poupet).

**Schistes bitumineux** (7 à 10 m environ). Marnes feuilletées bitumineuses noires qui se clivent en lamelles flexibles semblables à du carton ou à des plaquettes d'ardoise. Elles passent insensiblement vers le bas aux calcaires à *miches* charmouthiens et vers le haut aux marnes du Toarcien moyen.

La faune est abondante mais les fossiles sont écrasés, laminés et déformés entre les feuilletés schisteux. Parmi les espèces les plus fréquemment rencontrées : *Posidonomya (Steinmannia) bronni*, *Harpoceras falciferum*, *Dactyloceras annulatum*, *Pseudolioceras* sp.

Un niveau à *aptychus* et un *bone bed* à dents de Poissons ont été signalés à la base des schistes carton près de Nans-sous-Sainte-Anne, à la limite de la feuille Salins (A. Caire).

**Marnes toarciennes** (40 à 60 m) bleu foncé, argileuses, parfois dures et pélitiques (quartzo-micacées) à fossiles et rognons pyriteux.

La partie inférieure contient des miches, boules, ovoïdes à structure cloisonnée calcaréo-marneux gris à *Hildoceras bifrons*, *Dactyloceras commune*. Dans la partie moyenne, les marnes plastiques contiennent encore des nodules et calcaires et renferment de nombreuses Ammonites (*Coeloceras crassum*, *Lioceras subplanatum*, *Hildoceras levisoni*, *H. boreale*, *Harpoceras* sp., *Haugia variabilis*, *Grammatoceras* sp.) ainsi que des *Belemnites* (*B. irregularis*, *B. compressus*, etc.). J. Fusé et A. Caire y distinguent quatre zones d'Ammonites caractéristiques (consulter la liste exhaustive des différentes espèces dans la notice de la feuille Salins-les-Bains).

La partie élevée, la plus puissante, est essentiellement marneuse et micacée ; elle offre également une belle faune d'Ammonites du Toarcien supérieur. Les espèces les plus caractéristiques sont : *Hammatoceras insigne*, *Lytoceras* sp., *Paroniceras* sp., *Grammoceras thouarsense*, *Pseudogrammoceras quadratum*, *P. reynesi*, *Phlyseogrammoceras* sp.

Les marnes toarciennes ou Marnes à *Trochus* sont facilement identifiables sur le terrain par : *Pecten paradoxus*, *Trochus subduplicatus*, *Leda rostralis*, *Nucula hammeri* et une microfaune ubiquiste à *Lenticulina*.

lj. **Aalénien indifférencié.** Il s'agit d'un ensemble que l'on peut globalement subdiviser en deux termes lithologiques et cartographiques :

- une série inférieure marneuse et grés-marneuse (*Aalénien inférieur et moyen*) ;
- une série supérieure calcaire ferrugineuse (*Aalénien supérieur*).

La distinction des marnes aaléniennes et toarciennes est surtout basée sur des critères paléontologiques. Ces deux étages se confondent dans les dépressions liasiques. Les calcaires ferrugineux constituent par contre un excellent repère ponctuel qui permet de fixer une limite supérieure plus précise sur le terrain de l'ensemble des formations marneuses triasico-liasiques. Dans ces conditions, la plupart des affleurements marneux du Lias supérieur sont groupés (l7-lja-b). Quelques rares coupes, à la faveur de tranchées, ont permis d'établir une stratigraphie succincte dans l'Aalénien inférieur et moyen. L'Aalénien supérieur est beaucoup mieux caractérisé.

lja-b. **Aalénien inférieur et moyen. Marnes, faciès grés-marneux** (20 à 30 m). Marnes sableuses grises, plus micacées que les marnes toarciennes : débit noduleux et feuilleté, taches rouille et passées marno-calcaires à *Dumortieria* sp.

Ces couches sont surmontées par des marnes rognoneuses et des marnes schisteuses à *laminae* calcaréo-gréseuses et faciès de turbidités qui ont livré, à l'extrême limite sud-est de la feuille (à l'Est de Déservillers) : *Plydellia subcompta*, *P. aalensis*, *P. paucicosta*, ainsi que *Belemnites* sp. et *Trichites* sp.

ljc. **Aalénien supérieur. Oolithe ferrugineuse** (8 à 15 m). Elle forme la base de la corniche bajocienne à laquelle elle est souvent réunie sous la notation l-j1a sur la présente feuille. De bons affleurements jalonnent les combes de Vorges-les-Pins, Abbans-dessous et Byans, les bordures de la dépression d'Ivrey et le front du faisceau de Quingey jusqu'à l'Est de Montfort ainsi que la bordure du faisceau salinois.

Cet étage est caractérisé par des niveaux de minerai de fer dans des calcaires en plaquettes roux quartzeux à faciès bioclastiques grenus intercalés de marnes gréseuses à la base ; le faciès est surtout développé dans la région d'Ivrey. Les faciès oolithiques de la partie moyenne et supérieure envahissent la quasi-totalité de l'assise au Nord de la feuille. Ils sont représentés par des calcaires ferrugineux en bancs rouges, massifs vers le bas, en petites dalles à stratifications entrecroisées vers le haut. Ils renferment des débris de Lamellibranches, des radioles d'Oursins, d'Huîtres et de nombreux Bryozoaires. Le fer, à l'état d'oligiste et de limonite, se concentre dans le cortex des oolithes, les restes d'organismes, les fissures cristallines et les diaclases ; il épigénise également le ciment de calcite. La macrofaune est assez rare (zone à *Leioceras opalinum*, *Ludwigia murchissonae*, *Plydellia aalensis*). La partie terminale renferme de grosses Huîtres et *Pecten pumilus* dans des calcaires en plaquettes à stratifications entrecroisées où les entroques deviennent de plus en plus nombreuses tandis que la richesse en fer et en oolithes s'amenuise. Il y a ainsi passage progressif au Bajocien inférieur. Le minerai de fer oolithique aalénien a été autrefois exploité par galeries souterraines (Byans-sur-Doubs, Abbans-dessous) ou à ciel ouvert (Vorges, Chenecey).

## Dogger

j1a. **Bajocien inférieur. Calcaire à entroques.** Ce sous-étage se présente toujours sous le faciès très caractéristique du Calcaire à entroques gris bleuâtre en profondeur, beige ou roux en surface. Son épaisseur moyenne est de l'ordre d'une trentaine de mètres, avec cependant des variations locales et une augmentation de puissance vers le Sud-Est de la carte. Le calcaire à ciment ferrugineux renferme de nombreuses entroques grises ou blanches calcitisées à cassure spathique. Les strates sont assez régulières, parfois entrecroisées, avec des interbancs marneux lumachelliques à Polypiers et Bryozoaires. A Abbans-dessous, il a livré *Witchellia laeviuscula* (N. Théobald et al.).

La partie élevée de cette formation appartient vraisemblablement à la zone à *Emileia sauzei* ; elle passe à des marnes à Bryozoaires et lumachelles à entroques lenticulaires.

Des niveaux inférieurs renferment des oolithes rousses et des entroques associés à des calcaires sableux ou gréseux bleutés à nodules de silice et restes silicifiés d'Huîtres (*Alectryonia*), Crinoïdes, Serpules, radioles d'Oursins (bois de Lahier, à l'Est de Ronchoux). Il y a passage progressif des séries oolithiques et ferrugineuses aaléniennes au Bajocien.

Les affleurements de calcaire à entroques sont nombreux et localisés dans les faisceaux, notamment entre Ivrey, By et la route de Montfort à Goux-sous-Landet, ainsi qu'entre Abbans-dessus et Byans-sur-Doubs ou encore au Sud de Déservillers et sur la route de Chenecey à la RN 83.

Au sondage d'Eternoz 1, la partie supérieure du calcaire à entroques renferme des débris plus ou moins dolomitiques et recristallisés.

j1b. **Bajocien moyen. Marnes, lumachelles, silex, Polypiers ... faciès « Vésulien ».** Il repose en continuité sur le calcaire à grosses entroques et à Bryozoaires. Le passage s'effectue par l'intermédiaire de couches plus marneuses (5 à 10 m), jaunâtres, lumachelliques, à petits débris d'entroques bioclastiques et gravelles ferrugineuses (Est de Montfort) et à Bryozoaires (route de Chenecey). Il s'agit avant tout d'un ensemble lithologique diversifié, variable aussi bien dans le temps que dans l'espace où se superposent et s'interstratifient du bas vers le haut :

- **des calcaires bleu jaunâtre ou ocre**, noduleux, à niveaux de silex noyés dans la roche (de type chaille) et à Polypiers (20 à 50 m). Dans le détail, ces couches sont constituées de calcarénites ou biocalcarénites qui alternent avec des lits marno-gréseux feuilletés. Les marno-calcaires à chailles contiennent des fossiles silicifiés : grands Pectens, Térébratules, Huîtres, Trigonies dont *Trigonia costata* et *Pinna ampla*. Sur le talus de la route de Chenecey à la RN 83, une bonne coupe montre le passage vers le sommet de cette série à des calcaires à entroques et à Nérinées ;

- **des calcaires récifaux** à Polypiers plus ou moins silicifiés, d'épaisseur très irrégulière (5 à 30 m) avec un banc de calcaire massif à entroques à la base et des calcaires à stratifications entrecroisées au sommet sur la route de Chenecey. Latéralement, vers l'Ouest et le Sud de la feuille, ils passent à des faciès marneux riches en Térébratules et Rhynchonelles silicifiées et à des lumachelles à Pectinidés, Trigonies, Pholades, Nérinées (*Nerinea jurensis*) ainsi que de nombreux Mollusques, Brachiopodes, Crinoïdes et Bryozoaires.

Ce niveau correspond au début de la zone à *Garantiana garantiana* qui comprend également la partie supérieure du Bajocien moyen. Quelques exemplaires de ces Ammonites ont été récoltés dans le talus de la route de Myon à Chay ;

- **des marnes grises feuilletées** dans lesquelles s'interstratifient des plaquettes lenticulaires de calcaires oolithiques et bioclastiques (une dizaine de mètres) à Térébratules, Pholades et petites Huîtres (*Exogyra acuminata*), associées à *Rhynchonella concinna*, *Lima duplicata*, *Pleurotomaria* sp., Pentacrines. Ces bancs lumachelliques à bioclastes roulés et classés témoignent d'un dépôt dans un milieu d'énergie élevée. La microfaune associée à ces débris et gravelles montre quelques Lagénidés (*Flabellina* sp., *Marginulina* sp.) et *Ammodiscus* sp., *Trocholina conica*. Affleurements dans la tranchée de la voie ferrée à l'Est de Fourg.

La dénomination de *Marnes vésuliennes* encore appliquée à ces niveaux marno-calcaires doit être écartée. Ils forment souvent une légère dépression humide facilement repérable dans la morphologie mais les limites inférieure et supérieure de l'assise restent indécises et l'épaisseur très variable (2 à 15 m). Ils sont beaucoup mieux développés dans le Nord du Jura où les réductions de série et les lacunes sont moins fréquentes. Ces phénomènes s'accompagnent souvent dans le Bajocien moyen et inférieur de surfaces durcies tapissées d'Huîtres et de Serpules ou de bancs perforés par des organismes lithophages. Ils sont le signe d'une sédimentation peu profonde dans une mer agitée, épicontinentale, parsemée de hauts-fonds.

j1c. **Bajocien supérieur. Grande oolithe (30 à 70 m).** Calcaires oolithiques bicolores (gris-beige et bleuâtres) massifs en profondeur, à stratification entrecroisée, se débitant en plaquettes en surface et se désagrégeant parfois en graviers fins composés d'une poussière d'oolithes.

Les oolithes sphériques ou oblongues, très fines (de taille inférieure au millimètre), sont serrées les unes contre les autres et cimentées par la calcite hyaline cristallisée. La

régularité et la finesse du grain font qu'on a désigné cette roche sous nom d'*Oolithe miliaire*. Le noyau est varié : grain de calcite, gravelle, débris de coquille, Foraminifère. Les oolithes, dans la roche fraîche, cassent sous le choc du marteau, contrairement aux oolithes du Callovien qui ont tendance à se détacher.

Des débris de Bryozoaires roulés, de Gastéropodes et quelques gravelles se mêlent aux oolithes à certains niveaux qui ont une tendance lumachellique. A la partie supérieure de la Grande oolithe apparaissent des calcaires jaunâtres oolithiques dans lesquels se trouvent de grosses concrétions (2 à 4 cm) calcaires arrondies ou elliptiques à couches concentriques provenant vraisemblablement de l'activité de micro-organismes (Algues ?). Ces formes, encore appelées *momies*, sont des oncolithes typiques.

Le banc à oncolithes, lorsqu'il existe, est situé dans les derniers niveaux calcaires oolithiques et peut constituer un bon repère, immédiatement sous les calcaires compacts bathoniens. Dans la vallée de la Loue, à l'Est de Charnay, il renferme des Polypiers et des restes de Nérinées roulés. Pour certains auteurs, la Grande oolithe est en totalité bajocienne. Pour d'autres, les niveaux oolithiques les plus élevés et le banc à oncolithes seraient déjà d'âge bathonien.

Près d'Abbas-dessus, la Grande oolithe a livré de nombreux échantillons de *Garantia garantiana* et dans la région de Chenecey—Charnay, elle a fourni *Parkinsonia parkinsoni* (cette dernière zone monte peut-être dans le Bathonien). Une microfaune assez peu caractéristique et pauvre de Textulariidés et de Valvulinidés est associée à des débris de Lamellibranches et de Brachiopodes dans le calcaire oolithique.

**12. Bathonien. Calcaire compact, type « Forest Marble ».** Calcaires compacts, graveleux, oolithiques et bréchiqes (60 à 80 m) qui couvrent les vastes étendues, au Nord de la feuille, de la surface d'érosion pontienne du plateau débarrassée par soutirage de son manteau argileux. A l'Ouest de Montrond se développe une belle morphologie karstique avec de nombreux gouffres, lapiez, dolines, recouverts de forêts de hêtres, chênes et charmes. Le calcaire bathonien constitue les parois abruptes des méandres encaissés du secteur le plus pittoresque de la vallée de la Loue entre Courcelles et Cléron, ainsi que le soubassement du plateau d'Ornans à l'Ouest d'Eternoz et celui des massifs forestiers au Sud de Myon jusqu'au mont Poupet. Il forme aussi les reliefs et falaises monoclinales et le cœur des synclinaux des faisceaux.

Dans la haute vallée de la Loue, au Nord-Est de la feuille, les calcaires blancs du Bathonien, de type *Forest Marble*, ont une soixantaine de mètres d'épaisseur. La partie inférieure renferme de nombreuses passées oolithiques et bréchiqes, avec des restes de Polypiers et Nérinées roulés. La partie moyenne est sub-lithographique à cassure esquilleuse, très dure, à taches roses, oncolithes et stylolithes. Près de Cléron, il existe un gîte de *Rhynchonella decorata* qui est pratiquement la seule macrofaune trouvée dans cette assise. Par contre, la microfaune est assez abondante avec *Meyendorffina bathonica*, associée à des Verneuilinidés et des Nauticulines. La partie supérieure présente à nouveau des passées bréchiqes.

Dans la région occidentale de la feuille, à l'Ouest de Lombard, la tranchée du pipe-line Sud-Européen, a montré le faciès *Forest Marble* avec des alternances de calcaires compacts blancs, une passée oolithique à la partie inférieure et de gros bancs de calcaires à points roses et oncolithes. Vers le haut, se trouvait un niveau à Polypiers. Près de Boussières, au sommet des calcaires compacts, un lit (2 cm) lumachellique à Brachiopodes a fourni des exemplaires déformés de *Rhynchonella morierei*, *Zeilleria* sp. et *Dictyothyris* sp. ainsi qu'un fragment de test d'*Hemicidarid* ou *Acrosalenia* (niveau condensé des Marnes de Champforgeron ?).

Dans le secteur d'Ivrey, l'ensemble des calcaires bathoniens comprend une douzaine de mètres de calcaires graveleux et oolithiques surmontés d'une trentaine de mètres de calcaire compact blanc au milieu duquel s'intercale un banc bréchiqre recristallisé par de la calcite et de la dolomite. Le tout se termine par 25 m environ de calcaire graveleux. Les Foraminifères sont fréquemment représentés par des Lagénidés, des

Trocholines, Textulariidés, Valvulinidés, Miliolidés et Haplophragmiidés.

j2M. **Bathonien supérieur. Marnes à faciès de Champforgeron.** Marnes jaunâtres et grises, sableuses, probablement lenticulaires (1 à 2 m d'épaisseur), repérées en quelques endroits seulement. Un petit affleurement existe à l'Est de Cessey, en bordure d'un tournant de la D 101 où elles sont très fossilifères dans des marnières abandonnées : *Rhynchonella morierei*, *R. concinna*, *R. elegantula*, *Obovothyris obovata*, *Terebratula intermedia*, *Dictyothyris coarctata*. Ces marnes se trouvent également à la lisière du bois de Renchot, à 1 km au Nord-Est de Courcelles, mais les fossiles sont indéterminables et l'affleurement trop restreint n'a pas été porté sur la carte.

Au Sud de Myon, des niveaux marneux, observés après curage de fossé en bordure de la route D 102, paraissent également devoir être rapportés à la même formation, sans preuve paléontologique précise (*Terebratula* sp., *Rhynchonella* sp.). Un niveau marneux (2 m) a été repéré également dans une tranchée du réseau d'alimentation en eau potable (A.E.P.), au Sud-Est de Tarcenay, et a livré une faune comparable à celle des Marnes de Champforgeron des environs de Besançon, notamment : *Pygurus* cf. *fungiformis*, *Hemicidaris* sp., *Alectryonia* sp., *Rhynchonella* sp., et de nombreuses Pholades associées à *Obovothyris obovata*.

Lorsque les Marnes de Champforgeron sont absentes, le toit des calcaires compacts présente une surface durcie perforée et rubéfiée sur laquelle repose directement la Dalle nacrée.

j3a. **Callovien inférieur. « Dalle nacrée ». Calcaire, lumachelles.** Encore connu sous le nom de *Cornbrash*, cet étage comprend essentiellement des niveaux calcaires gris et roux oolithiques, bicolores jaunes et bleus à entroques, bioclastiques ainsi que des niveaux marneux jaunes et des calcaires marneux ocres.

Les bancs calcaires se débitent souvent en plaquettes (*lave*) utilisées autrefois pour couvrir les toitures. Leur surface, lorsqu'elle est altérée montre, outre les oolithes, de nombreux débris de Lamellibranches (*Pectens*), de Bryozoaires, des radioles de *Cidaris* et des entroques. Ce sont des biocalcarénites où les éléments figurés autres que les bioclastes sont des intraclastes et *pellets*. Le ciment, légèrement ferrugineux, est souvent une micrite calcitique ou parfois un liant marneux.

L'épaisseur de la Dalle nacrée varie d'Est (25 m) en Ouest (2 à 10 m). La stratification irrégulière est fréquemment entrecroisée. Des lacunes apparaissent avec érosion des surfaces de banc et *hard ground*. Il s'agit d'un dépôt de faible profondeur, soumis à l'action des marées et des courants marins. Les calcaires oolithiques du Callovien inférieur peuvent se confondre avec les faciès lumachelliques de la Grande oolithe. Les oolithes sont toutefois plus irrégulières, s'isolent plus facilement et ont un cortex plus épais et ferrugineux dans la Dalle nacrée.

La macrofaune est assez rare et n'apparaît que dans les niveaux plus marneux : *Pectens*, *Lima* sp., *Terebratula intermedia*, *Rhynchonella elegantula*, *Holcotypus depressus*, *Pentacrinus* sp. Le fossile caractéristique de zone : *Macrocephalites macrocephalus*, est extrêmement rare.

De nombreux affleurements ceinturent le Malm dans la région du plateau, à l'Est de la feuille, ainsi que les retombées anticlinales des faisceaux où la Dalle nacrée est d'épaisseur plus réduite mais n'en constitue pas moins un excellent niveau repère cartographique.

Parfois, lorsque les faciès de la Dalle nacrée se confondent avec ceux des niveaux graveleux lumachelliques du sommet du Bathonien, les deux assises ont été réunies et notées j2-3a.

j3b. **Callovien supérieur. Calcaires argileux à oolithes ferrugineuses** (1 à 3 m). Rarement observable en surface par suite des glissements et des éboulements qui affectent les marnes oxfordiennes sus-jacentes, cette série, très peu épaisse, semble néanmoins constante au Nord de la feuille où elle a été observée à la faveur des travaux routiers, d'adduction d'eau, de pose du pipe-line Sud-Européen ainsi que de sondages.

Deux niveaux peuvent être distingués et renferment des oolithes ferrugineuses de 2 à 3 mm, à patine noirâtre, luisante, dispersées dans la masse de la roche marneuse :

- à la partie inférieure, des bancs calcaires marneux noduleux durs à boules calcaires de teinte générale grisâtre emballées dans des marnes jaunâtres à oolithes concentrées. Ce niveau est très fossilifère et a livré de nombreuses Ammonites de grande taille et des Bélemnites, au Sud-Ouest de Tarcenay et dans la nouvelle tranchée du pipe-line Sud-Européen à l'Ouest de Liesle. Parmi celles-ci : *Reineckia anceps*, *Cosmoceras* sp., *Erymnoceras coronatum*, *Hecticoceras tuberculatum*, *Belemnites* sp., ainsi que des Térébratules, Rhynchonelles, et *Collyrites ellipticus*, *Holectypus depressus* ;

- à la partie supérieure, des marnes terreuses sableuses noirâtres à oolithes disséminées et nodules phosphatés. Le passage des marno-calcaires aux marnes est graduel. Abondante faune de Céphalopodes également : *Peltoceras athleta*, *Parapeltoceras* sp., *Cosmoceras ducani*, *C. ornatum*, *Hecticoceras* sp., *Belemnites hastatus*, *Pholadomya* sp.

L'extrême sommet du Callovien (zone à *Q. lamberti*) n'a pas été observé dans le cadre de la feuille Quingey. Il s'apparente aux faciès marneux de base de l'Oxfordien avec lequel il est confondu. Il est parfois remanié dans un cordon de fossiles phosphatés contenant des Ammonites des zones à *Q. lamberti* et *P. athleta* (voir notice de la feuille Salins-les-Bains).

## Malm

L'Oxfordien regroupe, au sens nouveau du terme, plusieurs formations distinctes :

- l'Oxfordien auct. (j4), marneux (Oxfordien inférieur) ;
- les marno-calcaires à miches et à sphérites et les marnes à faciès argovien (j5a) ;
- les calcaires siliceux à chailles, Polypiers et fossiles silicifiés à faciès argovien (j5b) ;
- les formations massives coralligènes du faciès rauracien (Glypticien) et les calcaires à Térébratules (j6a) ;
- les calcaires compacts, graveleux et oolithiques du faciès rauracien (Dicératien) (j6b) (= Oxfordien supérieur).

Hormis les marnes oxfordiennes (*s. str.*) et les marno-calcaires argoviens dont les faciès demeurent à peu près constants d'Est en Ouest, avec cependant une diminution peut-être apparente d'épaisseur vers l'Ouest, les autres formations sont susceptibles de variations lithologiques fréquentes liées au développement récifal. Les calcaires siliceux de l'Argovien peuvent passer latéralement et rapidement aux faciès oolithiques graveleux et coralligènes du Rauracien. Les fossiles silicifiés que l'on utilise parfois comme repère cartographique de la limite supérieure de l'Argovien peuvent également se trouver dans le Rauracien inférieur. Donc le Rauracien ne saurait constituer une entité stratigraphique bien précise et sa faune elle-même a montré qu'il représente en fait un faciès de l'Argovien plutôt qu'un étage particulier. Néanmoins, l'ancienne nomenclature a été utilisée dans la légende afin de faciliter la lecture et les corrélations avec les cartes géologiques voisines ainsi qu'une meilleure définition des contours.

j4. **Oxfordien s. str. Marnes à Ammonites pyriteuses (Marnes à *Creniceras renggeri*).** Ce sont des marnes noirâtres ou bleuâtres plastiques et compactes en profondeur qui se désagrègent et deviennent terreuses, imperméables et collantes en surface. Elles constituent les dépressions ou combes dans les faisceaux et la base à pente adoucie des plateaux ou le pied des buttes-témoins de surfaces d'érosion (gîtes célèbres des marnières d'Epeugney, du mont d'Or, de Rurey et de Montrond-le-Château). Elles jouent un rôle important dans la morphologie jurassienne. Elles paraissent plus développées dans les régions de plateau où leur épaisseur est comprise entre 30 et 40 mètres. Dans les zones fortement plissées les marnes oxfordiennes sont parfois laminées et réduites, tandis qu'au cœur des anticlinaux et dans l'axe des failles-plis elles sont injectées et soumises à des gonflements de style diapirique. Elles participent activement aux glissements de terrain et décollements de pans de falaise sur pentes raides.

Les marnes argileuses oxfordiennes renferment une poussière de quartz corrodés et des débris de matières carbonneuses. Elles contiennent une abondante faune d'Ammonites pyriteuses de petite taille et une microfaune peu caractéristique mais nombreuse d'Ostracodes et de Foraminifères (Lagénidés, Lenticulines principalement).

Il n'est pas possible de donner ici une liste exhaustive de la faune récoltée et décrite dans cette assise. On pourra la retrouver dans les multiples publications parues à ce sujet.

Plusieurs zones d'Ammonites peuvent être distinguées mais ne sont analysables que dans des marnières fraîchement ouvertes, ce qui est maintenant très rare (les marnes oxfordiennes étaient autrefois utilisées pour la fabrication des tuiles et l'amendement des terres). Dans les différents horizons, les Ammonites sont très nombreuses. Outre le fossile caractéristique : *Creniceras renggeri*, les espèces les plus fréquentes sont : *Cardioceras (Quenstedtoceras) mariae*, *C. aff. praecordatum*, *C. aff. carinatum*, *C. aff. tenuistriatum*, *C. phillipsi*, *Oppelia rollieri*, *O. richei*, *O. calcarata*, *Perisphinctes cf. mathei*, *P. ledonicus*, *Aspidoceras perarmatum*, *Hecticoceras sp.*, *Harpoceras trimarginatum*, *Creniceras crenatum*, etc.

A ces Cardiocératidés, Oppélidés et Périphinctidés sont associés : *Belemnites hastatus*, *B. argovianus* (non pyritisés), *Terebratula gallieni*, *Pentacrinus pentagonalis*, *Nucula hammeri*, *Arca cucullata*, *A. parvula*, *Littorina sp.*, *Pleurotomaria granulata*, *Rhynchonella thurmanni*, *Turbo rollieri*, *Rostellaria grandisvallis*.

Pour des raisons cartographiques et lithologiques évidentes, les marno-calcaires et les marnes du Callovien supérieur ainsi que les marnes à *C. renggeri* oxfordiennes ont été souvent groupées sous la notation j3b-4.

j5a. **Argovien à faciès « Marno-calcaires, marnes à miches et à sphérites, à *Pholadomya exaltata* ».** Faciès assez homogènes mais d'épaisseur plus réduite à l'Ouest (8 m à 10 m dans la tranchée de la voie ferrée à l'Ouest de Lombard, 5 à 7 m au Nord du Poupet et dans le faisceau de By à Cessey). A l'Est et au Nord-Est (région de Cléron), les marno-calcaires atteignent 20 à 25 mètres. La limite inférieure est marquée par l'apparition de miches et d'ovoïdes bleuâtres calcaréo-marneux et siliceux, durs, décimétriques, alignés en bancs boudinés et emballés dans des marnes argileuses grisâtres de même aspect que les marnes oxfordiennes et renfermant encore des Ammonites pyriteuses.

A la partie supérieure viennent des alternances de marno-calcaires jaunes bien lités (0,50 m) et de marnes schistoïdes. Les calcaires marneux s'altèrent et se désagrègent en donnant des sphérites bleuâtres. Ces niveaux contiennent quelques concrétions siliceuses dispersées de plus en plus fréquentes au sommet de la formation mais moins abondantes que dans l'Argovien supérieur (j5b).

Ces faciès classiques de l'Argovien franc-comtois constituent les « Couches à *Pholadomya exaltata* ». L'espèce abonde dans les marno-calcaires jaunes. La faune est caractérisée par : *Pholadomya exaltata*, *Ph. similis*, *Ph. carinata*, *Cardioceras cf. cordatum*, *C. vertebrale*, *Perisphinctes sp.*, *Terebratula gallieni*, *T. rollieri*, *T. insignis*, *Pleurotomaria sp.*, *Trigonia parvula*, *Collyrites bicordatus*, *Miilericrinus sp.*

De bonnes coupes ont pu être relevées en bordure de la route de Fertans à Cléron et, autrefois, dans le talus de la voie ferrée au Sud-Est de Fourg.

j5b. **Argovien à faciès « Calcaires à chailles et à fossiles silicifiés ».** Cette formation présente des variations latérales de faciès d'Est en Ouest.

• **Dans la partie orientale** de la feuille (zone des plateaux, route de Fertans) la série argovienne comprend :

— **un ensemble inférieur** (10 à 20 m) de bancs calcaires marneux légèrement siliceux et de grès diaclasés qui se débitent en blocs arrondis qui alternent avec des lits marneux gris ou jaunâtres. Les calcaires à patine jaune renferment de nombreuses chailles noires qui montrent au microscope des spicules d'Éponges (spongolithes). La faune abondante et variée est riche en *Perisphinctes* et Lamellibranches. Les espèces d'Ammonites les plus fréquentes sont : *Perisphinctes martelli*, *P. parandieri*,

*Phylloceras* sp., *Cardioceras* sp. et *Creniceras crenatum* (à la base). Elles sont souvent de grande taille et entièrement à l'état calcaréo-marneux. Les autres fossiles sont par contre très souvent silicifiés : *Pecten globosus*, *P. subspinosus*, *Terebratula gallienei*, *Rhynchonella pectunculata*, *Lima* sp., *Trigonia* sp., *Pholadomya cancellata*, *Phasianella* sp., *Cidaris blumenbachi*, *C. florigemma*, *Hemicidaris crenularis*, *Collyrites bicordatus*, *Millericrinus* cf. *horridus*, *Pentacrinus* sp., *Serpula* sp.

La roche contient en outre des débris d'Échinodermes, des Foraminifères (*Lenticulina* sp., *Ammobaculites* sp., etc.), des restes très abondants d'Éponges et de Polypiers (*Thamnastrea* sp.) dans la partie supérieure de la formation ;

- un ensemble supérieur (20 à 25 m) de calcaires siliceux en bancs massifs sans intercalations marneuses, roux en surface, gris en profondeur, à points siliceux blancs, caverneux, avec parfois des passées oolithiques. Ces couches renferment beaucoup de grosses Pholades (*Pholadomya paucicosta*) qui se détachent de la roche (route de Cléron à Epeugney) et de nombreuses Serpules. Les Ammonites calcaires sont plus rares : *Perisphinctes martelli*, *P. quadratus* ; le reste de la faune est silicifié : *Pecten fibrosus*, *Perna subplana*, *Pholadomya ampli*, *Lima substriata*, *Arca* sp., *Terebratula insignis*, *Waldheimia* sp., *Ostrea multiformis*, *Ostrea* sp., *Vertebriceras vertebrale*. Les débris très abondants d'Echinodermes (articles d'Encrines, radioles de *Cidaris*) sont épigénisés par de l'opale et ont un aspect nacré. La roche contient également des Polypiers silicifiés qui apparaissent en relief. En lame mince, on y trouve des Foraminifères (Lenticulines, Spirillines), des Ostracodes et des sclérites d'Holothuries.

Cet ensemble supérieur montre une tendance récifale accusée de type *glypticien*.

• **Dans la zone occidentale**, régions de Villars-Saint-Georges, Quingey, Fourg, Liesle, Port-Lesney (ainsi qu'à l'angle sud-est de la feuille : ferme le Vieil Hermitage de Labergement-du-Navois), l'*Argovien* moyen et supérieur se présente sous des faciès assez différents.

- **Au Nord**, la coupe de la tranchée de la voie ferrée au Sud-Est de Fourg—bois de la Teige montrait, au-dessus des calcaires marneux gris à *miches*, une succession comprenant :
  - à la partie inférieure, quelques mètres de calcaires graveleux, argileux gris à pisolithes ferrugineux et abondants débris de tests silicifiés de Pectens, Térébratules, Rhynchonelles, surmontés de calcaires marneux beiges en plaquettes et en bancs séparés par de minces feuillettes marneux et à points blancs siliceux (15 m). Chailles et rognons siliceux peu abondants ;
  - dans la partie moyenne des alternances de calcaires gris compacts à points blancs siliceux et de marnes grises (bancs de 0,20 à 0,80 cm sur une dizaine de mètres d'épaisseur). Absence d'accidents siliceux ;
  - à la partie supérieure, une série de bancs calcaires massifs à rares Polypiers et à grain fin (épais de 0,20 à 1 m) avec intercalations marno-calcaires en plaquettes devenant prépondérantes au sommet (18 m).
- **Au Sud**, une formation assez comparable, puissante d'une cinquantaine de mètres, mais moins bien exposée, constitue la pente du bois de Vallun, au Sud-Ouest de Port-Lesney, en bordure de la route de la Chapelle-de-Lorette. Les calcaires marneux hydrauliques gris ou beiges alternant avec des marnes et calcaires marneux schistoïdes, rappellent les faciès de l'*Argovien* de la Haute-Chaîne et du Sud-Est de Salins. Ils pourraient représenter un équivalent latéral de la partie médiane du *Glypticien*. On y trouve : *Perisphinctes martelli*, *P. quadratus*, *Pecten* sp., *Lima substriata*, *Pholadomya paucicosta*, *Ph. lineata*, *Ph. ampla*, *Terebratula gallienei*, *Zeilleria* sp., *Waldheimia impressa*, des tiges d'Encrines (*Apiocrinus rotundatus*).
- **A l'extrême angle sud-est** de la feuille (faisceau salinois), les couches à faciès argoviens d'Argovie reposent sur les marno-calcaires à *Pholadomya exaltata* et chailles. Elles débutent par des calcaires jaunes à rognons et fossiles siliceux peu

épais (*Argovien* moyen de A. Caire) et se poursuivent par des alternances de calcaires hydrauliques et marnes grises (équivalents latéraux des couches d'Effingen et du Geissberg) d'une puissance globale de l'ordre de 70 m (voir description détaillée sur la notice de la feuille Salins-les-Bains).

En résumé, ce qui caractérise principalement le type oriental de la zone des plateaux, jusques et y compris le faisceau de Quingey, c'est l'abondance des niveaux siliceux à chailles et, au sommet, la présence d'une faune silicifiée et récifale (entroques et Polypiers). Cette série *argovienne* « franc-comtoise » se poursuit et s'épaissit vers le Nord et se retrouve dans le faisceau bisontin.

Le type occidental de la basse vallée de la Loue et du faisceau salinois a des affinités de faciès avec les couches d'Argovie, tout au moins pour la partie supérieure (couches d'Effingen et de Geissberg) qui correspond sensiblement à la base de l'Oxfordien supérieur (zone à *Bifurcatus*) ; tandis que la partie inférieure (Couches de Birmensdorf) n'a été ni datée, ni repérée. Les calcaires hydrauliques qui caractérisent cette série sont plus épais, moins fossilifères et mieux lités que ceux du type oriental, lesquels voient donc leur sédimentation envahie par le faciès glypticien beaucoup plus tôt qu'à l'Ouest.

En plusieurs endroits, le sommet de l'*Argovien* contient des passées oolithiques ferrugineuses, notamment à Goux-sous-Landet où la couche atteint 2 m (M. Dreyfuss) ; le minerai de fer aurait été autrefois exploité dans cette région, ainsi qu'à Rouhé et Cusey-sur-Lison, pour alimenter les forges de Châtillon, de Chenecey-Buillon et de Quingey, sur la vallée de la Loue. Près de Lombard où l'*Argovien* est riche en chailles, la tranchée du pipe-line Sud-Européen a aussi traversé un niveau marneux riche en oolithes ferrugineuses (0,40 m) dans l'*Argovien* supérieur.

**js. Faciès rauracien.** Le faciès coralligène envahit toute la formation. Il s'agit le plus souvent de sédiments péri-récifaux qui se sont déposés dans un milieu de haute énergie, plus rarement récifaux, avec biostromes ou biohermes. Ces formations appartiennent à plusieurs biozones qu'il est difficile de préciser en l'absence d'Ammonites. Elles passent latéralement aux faciès hydrauliques argoviens et peuvent envahir l'assise à *Bifurcatus* et sans doute également à *Transversarium*. Les aspects lithologiques de l'ensemble sont très variables tant verticalement qu'horizontalement comme d'ailleurs les épaisseurs, c'est pourquoi il n'est guère possible d'en donner un profil type caractéristique.

La distinction entre un *Glypticien* à entroques représentant la partie inférieure du *Rauracien* et un *Dicératien* oolithique au sommet ne se justifie qu'à l'Est de la feuille (plateau d'Amancey, secteurs de Cléron, Fertans, Malans, Eternoz et Saraz). Ailleurs, les deux types se confondent, s'interpénètrent, se substituent l'un à l'autre et évoluent très vite latéralement, de sorte que toute subdivision paraît sans valeur.

Les faciès du *Rauracien* indifférencié (js) se développent à l'Ouest du plateau d'Amancey, dans le faisceau de Quingey et les compartiments plissés occidentaux. Dans la région de Quingey-By, ils sont composés d'un ensemble de 25 à 30 m d'épaisseur. La partie inférieure est formée de calcarénites et biocalcarénites microgranulaires à passées finement oolithiques renfermant localement des Polypiers (la base montre un banc calcaire compact à Térébratules silicifiées, juste à la limite des marno-calcaires feuilletés argoviens). La partie supérieure se termine par des bancs compacts de calcaires crayeux, oolithiques et graveleux blancs (4 à 8 m).

Dans le talus de la tranchée de la voie ferrée de Mouchard, au Sud-Est de Fourg, se succèdent : des calcaires construits à biohermes de Polypiers recristallisés (4 m) à cassure saccharoïde ; des calcaires argileux beiges lités, sub-lithographiques, à grosses coquilles silicifiées (nombreuses Térébratules, Pectens, Rhynchonelles et grosses tiges d'Encrines) avec un banc de calcaire gris à Polypiers au sommet (15 m) ; des calcaires en gros bancs (0,50 à 1 m) stylolithiques et finement grumeleux (5 m).

La faune, très abondante, peut être observée sur un chemin forestier au Nord-Ouest de Liesle. Elle est surtout composée de Lamellibranches, Polypiers, Stromatopores,

Brachiopodes et Echinodermes : *Pecten ingens*, *P. globosus*, *Pinna* sp. (*Trichites*), *Lima proboscidea*, *Gryphaea* sp., *Ostrea rostellaris*, *Ostrea* sp., *Alectryonia* sp., *Isastrea* sp., *Montlivaultia* sp., *Thammasraea* sp., *Rhynchonella* sp., *Terebratula insignis*, *T. lagenalis* (abondantes), *Waldheimia humeralis*, *Serpula* sp., *Cidaris florigemma*, *Cidaris blumenbachi*, *C. coronata*, *Hemicidaris crenularis*, *Apiocrinus rotundus*, *Millericrinus* sp.

Au Sud de Boussières (route d'Abbans-dessus) et à Abbans-dessous, les faciès oolithiques, graveleux, à fossiles silicifiés, riches en entroques et Polypiers à la base sont également bien développés.

Sur la route D 15 qui va de la RN 83 à Pointvillers, le *Rauracien* a un aspect d'*Argovien*, mais il présente des lits finement oolithiques blancs.

Par contre, à l'Est de Quingey (bois des Routes), dans le secteur de Lombard et au Sud de Lavans—Quingey jusqu'à Rennes-sur-Loue, le *Rauracien* a un cachet *argovien* très net avec des calcaires argileux grumeleux gris et beiges à points blancs siliceux.

A l'Ouest de Port-Lesney (Chapelle-de-Lorette), comme au Sud du faisceau de Quingey, le *Rauracien* commence par un banc de calcaire compact gris à Térébratules et se poursuit par des calcaires micritiques grenus et finement oolithiques. Il se termine par 5 à 8 m de calcaires blancs crayeux, oolithiques, graveleux et calcarénitiques.

§6a. **Rauracien à faciès « glypticien ».** Calcaires à entroques, coralligènes à *Cidaris* et Térébratules. Il affleure essentiellement sur les versants des vallées affluentes de la Loue descendant du plateau d'Amancey et sur les bordures de la plate-forme d'Eternoz drainée par la haute vallée du Lison. Il est représenté par une vingtaine de mètres de calcaires récifaux ou sub-récifaux qui forment une surface structurale sub-horizontale. Cette partie inférieure du *Rauracien* a des faciès variables. Tantôt il s'agit de calcaires massifs peu diaclasés, très durs, à taches jaunes et patine d'altération blanchâtre, pauvres en fossiles. Tantôt le faciès glypticien coralligène prend un grand développement et devient grossier avec des débris siliceux et surtout calcaires (*points blancs*). Des lentilles marneuses s'intercalent vers la base. Le faciès corallien oolithique, pisolithique ou graveleux hétérogène, mal classé, cimenté par de la calcite cristallisée, contient une faune riche : Polypiers en colonies ou isolés à cassure saccharoïde (*Montlivaultia* sp.), *Cidaris florigemma*, *Cidaris* sp., *Millericrinus* sp., *Apiocrinus* sp., *Glypticus hieroglyphicus*, *Terebratula decorata*, *T. insignis*, *Rhynchonella thurmanni*, *Rhynchonella* sp., *Waldheimia humeralis*, *Serpula gordalis*, *Pecten globosus*, *Alectryonia* sp., *Ostrea* sp., *Lima rigida*.

Ce faciès glypticien est parfois représenté par des biocalcarénites grossières, crinoïdiques (Fertans) et à stratifications entrecroisées. Le calcaire friable blanc à entroques, à cassure spathique, renferme de nombreux débris d'Echinodermes et des radioles d'Oursins associés à des oolithes et des gravelles ; le tout est cimenté par de la calcite cristallisée (épaisseur très variable : quelques mètres à 15 m).

§6b. **Rauracien à faciès « dicératien ».** Calcaires compacts, graveleux, oolithiques à Nérinées et *Diceras*. Le *Rauracien* supérieur (20 à 30 m) ne prend un aspect caractéristique qu'au niveau du plateau d'Amancey—Fertans, jusqu'à Chassagne et Eternoz. Au Sud-Ouest, il constitue la corniche qui entoure le plateau. Il est essentiellement formé de calcaires massifs blancs à niveaux graveleux et pisolithiques à la partie inférieure et moyenne, compacts à cassure conchoïdale au sommet. Ces derniers faciès sont très voisins de ceux du Bathonien avec lesquels on peut parfois le confondre dans les accidents et les pincées du faisceau.

Des couches à oolithes fines et blanches (oolithe miliaire) s'y intercalent et miment la Grande oolithe. On y trouve peu de fossiles : Polypiers recristallisés, isolés, brisés ou roulés, des restes de radioles de *Cidaris* (*C. florigemma*), Crinoïdes et rares tests d'Echinodermes non identifiables.

Des gravelles roses à *momies* et à *pellets* jaunâtres sont noyées dans le calcaire compact supérieur dans lequel apparaissent des sections de grands *Trichites* et de nombreux fragments cassés de grandes Nérinées. Quelques fragments de gros

Lamellibranches enroulés rappellent les *Diceras*. Mais l'espèce caractéristique : *D. arietinum* n'a pu être découverte à ce niveau.

**Kimméridgien.** Nous avons réuni dans cet ensemble jurassique supérieur plusieurs formations où alternent des couches calcaires et marneuses qui succèdent aux faciès coralligènes du *Rauracien* et dans lesquelles on distingue classiquement deux termes cartographiques :

- **Le Séquanien** : calcaires et marnes, dont les niveaux sub-lithographiques de base sont parfois rattachés au sommet de l'Oxfordien (zone à Planula). On place parfois, dans les calcaires lités en dalles supérieurs, la limite entre le Kimméridgien au sens large et l'Oxfordien, ou encore au mur des marnes à Astartes.

- **Le Kimméridgien** qui correspond à un ensemble où dominent les faciès calcaires hydrauliques intercalés de marnes feuilletées. Les calcaires marneux à Ptérocoères en représentent souvent la partie inférieure, la limite cartographique étant placée à leur base. Mais les faciès marneux lités du *Séquanien supérieur* sont quelquefois classés dans le Kimméridgien inférieur, au sens restreint du terme.

La suite du Kimméridgien se rattache aux marno-calcaires à *Exogyra virgula*.

j7. **Faciès « séquanien ».** Cette formation assez puissante (70 à 100 m) fait suite aux couches récifales et périrécifales du *Rauracien* dont les faciès se poursuivent encore dans la partie inférieure de l'assise. Elle est très largement représentée au Sud-Est du plateau d'Amancey, sur la bordure du faisceau salinois, dans le synclinal de la Chapelle-sur-Furieuse—Lavans-Quingey, sur toute la partie occidentale du territoire de la feuille (synclinal Liesle—Port-Lesney) ainsi qu'au front de chevauchement du faisceau bisontin (de Four à Boussières).

Cependant, les affleurements sont souvent masqués par la végétation (le *Séquanien* étant friable et argileux constitue de bonnes terres céréalières) et dispersés de sorte qu'il n'existe pratiquement pas de coupes complètes continues.

Bien que la formation soit encore sujette à certaines variations latérales de faciès, d'une façon générale les séquences sont plus constantes que celles de l'*Argovien* et du *Rauracien* et un profil type se dégage plus aisément. Par ailleurs, les calcaires lités du *Séquanien* se distinguent des autres calcaires par leurs faciès micritiques à grain très fins et leur teinte très caractéristique : beige clair (*café au lait*), à taches nuageuses brunes couleur *tabac*.

Sur la feuille Quingey, deux subdivisions peuvent être établies dans le faciès *séquanien* :

- une partie inférieure homogène avec des calcaires et calcaires marneux lités qui passent progressivement vers le haut aux marnes à Astartes (j7a) ;
- une partie supérieure polygénique avec des calcaires oolithiques, pisolithiques, coralligènes, noduleux ou lumachelliques et des niveaux compacts sub-lithographiques (j7b).

La distinction entre un *Séquanien inférieur* marno-calcaire (zone à Planula) et un *Séquanien supérieur* calcaire (zone à Baylei) est impossible dans cette région, eu égard à l'absence d'Ammonites.

j7a. **Calcaires et marnes à Astartes.** Cette subdivision comporte deux termes peu distincts dans le paysage puisqu'il s'agit surtout d'un ensemble à dominante argileuse.

- **A l'Ouest** de la feuille, dans la tranchée de chemin de fer au Nord de Liesle, les niveaux inférieurs étaient autrefois exposés. Quant à la série marneuse supérieure, elle n'affleure pas et ne peut être étudiée qu'à l'occasion de travaux de terrassement profonds (élargissement de la RN 83 effectué récemment, au Sud de Pessans notamment).

Dans l'ensemble de ce secteur, on a, de bas en haut, la succession suivante :

- **Calcaires marneux** gris et beiges crayeux à microfaciès caractéristiques du *Séquanien*, en plaquettes (0,05 m), à patine d'altération blanchâtre, à laminations

alternances de marno-calcaires noduleux et de marnes jaunâtres. Dans la partie moyenne de la série qui atteint 20 à 30 m, s'intercalent des calcaires micritiques à taches roses, à gravelles blanches ou roses et à oncolithes (*momies*). La surface des plaquettes montre fréquemment des lumachelles de petits Lamellibranches notamment d'Huîtres (*Ostrea bruntrutana*, *Alectryonia* sp., *Pholadomya* sp.), de Gastéropodes (*Natica* sp., *Nerinea* sp.), de Brachiopodes (*Terebratula* sp., *Waltheimia egena*, *Rhynchonella* sp.) et quelques Astartes.

— *Marnes gréseuses* dures, grises ou bleu noirâtre en profondeur, se délitant et devenant terreuses, jaunâtres, en surface. Elles renferment des feuillettes de calcaires oolithiques ou grumeleux et des plaquettes marno-calcaires sableuses à taches ferrugineuses. Dans les zones plissées, elles constituent la combe *séquanienne*. Les plaquettes sont couvertes à certains niveaux de nombreuses Astartes (*Astarte minima*) et présentent parfois des passées bicolores à débris de Lamellibranches (*Ostrea* sp., *Mytilus* sp.) et restes d'Oursins au sommet de l'assise marneuse dont l'épaisseur totale est comprise entre 30 et 35 mètres.

• *A l'Est* de la feuille (régions de Chassagne et d'Amancey), au-dessus des calcaires oolithiques, pisolithiques et graveleux du *Rauracien*, viennent des calcaires grumeleux à niveaux oolithiques en gros bancs (1 à 2 m) et à débit prismatique (affleurements parsemés de lapiez et avens comme les calcaires compacts du Bathonien). Ils sont surmontés par des marnes grises feuilletées alternant avec des marno-calcaires en plaquettes blancs crayeux à gravelles et Astartes. Au sommet, des calcaires lithographiques beiges et des calcaires compacts pisolithiques blancs à taches rouille en gros bancs apparaissent et prennent la place des marnes.

j7b. **Calcaires lités et marnes.** Les couches calcaires qui constituent la partie supérieure du *Séquanien* sont régulières et forment des dalles séparées de lits marneux minces. Les calcaires ont une couleur beige crèmeuse à points ocre, teinte caractéristique du *Séquanien*. Ils constituent le sous-sol du plateau d'Amancey et les synclinaux de Quingey et de Liesle.

Le niveau inférieur comporte des passées graveleuses, oolithiques et pisolithiques à *momies*, ainsi que des conglomérats péricoralliaires à dragées blanches calcaires unies par de la calcite cristallisée ainsi que des pseudo-brèches récifales. Les éléments de la faune sont plus ou moins roulés. Ce sont surtout des Polypiers, des Stromatopores, des Nérinées, des fragments de Lamellibranches (*Pecten* sp., *Trichites* sp., *Ostrea bruntrutana*, *Nerinea* sp., *Turritella* sp., *Natica dubia*) et des Gastéropodes. Un bon affleurement se trouve sur le talus de la route d'Amancey à Bolandoz.

Ces calcaires compacts sont micritiques et contiennent une poussière de quartz et des grains de zircon et de sphène. Ils renferment une microfaune assez abondante de Foraminifères (Miliolidés, Pseudocyclammines, Lenticulines) et quelques Astartes et Térébratules.

L'horizon supérieur est formé d'alternances de gros bancs calcaires beiges à pâte fine et délits marneux gris qui passent en transition aux couches à Ptérocères du Kimméridgien *auct.*

Les niveaux calcaires du Séquanien sont en général peu fossilifères et montrent des traces de bioturbation, des *birdeyes* et des *laminations convolutées* dues à des fluages boueux d'un sédiment très fin, parfois silteux.

L'épaisseur de l'ensemble calcaire de la partie supérieure du *Séquanien* est de l'ordre de 30 à 40 mètres.

j8. **Kimméridgien *auct.*** Le terme Kimméridgien au sens restreint, tel qu'il a été utilisé ici et cartographié sur le terrain, comprend deux assises lithologiques dont la puissance globale atteint 120 m au Sud du plateau d'Amancey (environs de Déservillers) et plus de 150 m sur la bordure occidentale du faisceau de Quingey, entre Pointvillers et Ivrey.

j8a. **Calcaires argileux. L'assise inférieure, ou « Ptérocérien »,** peut être étudiée en bordure du chemin de la Chapelle-sur-Furieuse à Ivrey (bois Verset) ou le long de la

route D 15 d'Eternoz à Montmahoux (bois la Verèse) ainsi que sur le chemin de Déservillers à Montmahoux (Creux Grilletts, combe Verdet).

Sur la route d'Ivrey, la série d'une épaisseur de 65 à 80 m, comprend :

- à la base, des calcaires gris marneux noduleux à débit feuilleté et texture grumeleuse, à points verts glauconieux dispersés. La faune est représentée par quelques Trichites et Gastéropodes (*Pterocera oceani*) et débris de Lamellibranches et Brachiopodes (5 m environ) ;
- un banc calcaire riche en glauconie (0,50 m) ;
- un banc de calcaire massif brun-gris grumeleux à dendrites de manganèse (6 m) ;
- une succession de calcaires lités en bancs (0,70 à 0,80 m) en plaquettes ou en dalles (0,05 à 0,30 m) micritiques ou grumeleux, à *Trichites*, débris de Lamellibranches et Gastéropodes recristallisés et passées graveleuses à contours flous (épaisseur totale 15 à 20 m) ;
- un banc de calcaire massif microgranulaire à taches rouille et noires (10 m) ;
- des niveaux calcaires blanchâtres coralligènes à Polypiers, gravelles, *momies*, Lamellibranches (*Ostrea* sp., *Ceromya excentrica*), Textulariidés, *Pseudocyclamina* sp. (environ 2,50 m) ;
- des calcaires en dalles (0,10 à 0,20 m) et massifs sub-lithographiques beiges ou gris, glauconieux, à Lamellibranches brisés, Huîtres silicifiées, entroques, radioles de *Cidaris* et Foraminifères (18 m) ;
- deux niveaux (0,50 m de conglomérats ou Brèches à cailloux noirs), à éléments roulés de tailles variables (millimétrique à décimétrique) et polygéniques : galets calcaires noirs, gris ou beiges et à ciment brun micritique ou microgranulaire à Ostracodes, petits Gastéropodes et oogones de *Chara*. Entre les deux niveaux conglomératiques à galets noirs s'intercalent un niveau de calcaire éburnéen (1,50 à 2 m) ;
- des calcaires compacts jaunâtres à cristaux de dolomite secondaire (10 à 20 m).

La coupe de Pointvillers décrite par A. Girardot révèle une faune très abondante dans le *Ptérocérien*. Parmi les espèces les plus fréquentes citées : *Pterocera oceani*, *Pholadomya protei*, *Ostrea solitaria* (= *Pulligera*), *Terebratula subsella*, *Ceromya excentrica*, *Thracia* sp.

La série kimméridgienne inférieure des environs de Déservillers est comparable à celle du secteur méridional du faisceau de Quingey. La succession débute par des niveaux glauconieux et se poursuit par des calcaires marneux à Ptérocères et à Pholadomyes pour se terminer par des Brèches à cailloux noirs ; l'épaisseur est de l'ordre d'une soixantaine de mètres.

jsb. **Calcaires et marnes à *Exogyra virgula*.** L'assise supérieure du Kimméridgien ou « *Virgulien* » est également bien exposée sur la route de la Chapelle à Ivrey ainsi qu'à l'Est de Déservillers (source de Fontenis). Elle surmonte les calcaires sub-lithographiques à stylolithes ptérocériens et montre une succession de calcaires compacts pseudo-conglomératiques à traînées brunâtres, marnes et marno-calcaires à nombreuses Huîtres de petite taille dont *Exogyra virgula*, calcaires beiges à points rouges à Solénopores et petits Lamellibranches, calcaires grumeleux coquilliers et passées argileuses, calcaires lumachelliques à *E. virgula* dans des calcaires grumeleux, calcaires à tubulures remplies de calcaire beige oolithiques ou graveleux, calcaires cryptocristallins à dendrites de manganèse (entroques, Miliolles, Solénopores, Polypiers, Nérinées).

Ces calcaires ont livré, à l'Est de Déservillers, des Foraminifères (Rotalidés, Lagénidés), des Dasycladacées et des Ostracodes. Au bois des Chênes et Sous-By, ils renferment des Stromatoporiés et *Cladocoropsis mirabilis*.

La partie supérieure du Kimméridgien passe vers le sommet aux calcaires perforés, troués, à faciès lacustre qui font la transition avec les terrains portlandiens.

js. **Portlandien. Calcaires blancs vacuolaires, à Nérinées.** Il n'est connu, pour l'instant, que dans la partie méridionale de la feuille, dans le ravin d'Ivrey (au Sud du

bois des Pendants) et le long du chevauchement de Montmahoux—Déservillers.

A l'Ouest d'Ivrey, il est composé à la base de calcaires microgranulaires recristallisés à taches rouille surmontés de calcaires blancs en bancs assez réguliers, biomicritiques, renfermant de nombreuses sections de *Vaginella striata*, débris de coquilles, Pseudocyclamines et Miliolles. Au-dessus on trouve des calcaires blancs à trous et tubulures rouille renfermant de grosses Nérinées, quelques Miliolles et des Vaginelles. Les bancs calcaires bioturbés à tubulures constituent des niveaux caractéristiques au sein desquels s'intercalent quelques rares passées marno-calcaires gris-beige microgranulaires et graveleuses à taches rouille. Cette série inférieure a une trentaine de mètres d'épaisseur.

Dans la partie moyenne du Portlandien viennent 5 à 6 m de calcaires craquelés, cloisonnés, en bancs réguliers (calc. en dalles), à débris recristallisés et petits Gastéropodes. Quelques passées graveleuses et oolithiques esquissant des tubulures envahissent certains niveaux. Au sommet, un banc calcaire massif blanchâtre graveleux contient des débris de Mollusques et Ostracodes avec quelques rares entroques. Les Foraminifères sont surtout représentés par des Trocholines et des Miliolidés. Le ciment recristallisé contient aussi des cristaux de quartz anguleux.

La partie supérieure de cette série est constituée de calcaires en plaquettes finement lités à surface craquelée, microgranulaires, de teinte beige à nuages rouille de nature calcitique (épaisseur 8 à 10 m). Le sommet du Portlandien dans le secteur d'Ivrey est constitué par 5 m de calcaire massif d'aspect saccharoïde, vacuolaire et caverneux, à texture pseudo-bréchique. La nature poudreuse et cristalline de la roche l'a parfois fait considérer comme de la dolomie. Les analyses et colorations montrent qu'il s'agit en fait de véritables calcaires cristallisés à faible teneur en carbonate de Mg.

Entre Montmahoux et Déservillers et au Sud de Bolandoz, le Portlandien présente des caractères comparables. Il comprend :

- une quarantaine de mètres de calcaires blancs à trous et à tubulures, à faciès microgranulaire parfois graveleux et sub-lithographique, à taches rouille et renfermant une microfaune abondante de Miliolles, Trocholines, Dasycladacées du genre *Pianella* (*Actinoporella*), des radioles d'Echinodermes et des petits Gastéropodes (*Vaginella striata*), des fragments de Lamellibranches, Ostracodes, petites Nérinées et *Trigonia* sp. Au sommet de cette série, le calcaire microgranulaire contient des entroques, petites Nérinées et des grains de quartz détritiques ;
- une vingtaine de mètres de calcaires en plaquettes sub-lithographiques à plages ou filonnets de sels ferriques, cassure éburnéenne, passages de quartz cristallins parfois bipyramidés et dendrites de manganèse. Des niveaux graveleux et oolithiques plus ou moins épigénisés par la calcite et fortement pigmentés apparaissent au sein de la série. La partie terminale, formée de calcaires varvés en plaquettes, passe à un banc de 2,50 m de calcaire recristallisé spathique de couleur jaune qui constitue un bon repère lithologique sous le chevauchement de la bordure septentrionale du faisceau salinois, au Sud de Déservillers.

**J.P. Purbeckien. Calcaires dolomitiques.** Il n'a été repéré jusqu'à présent sur le territoire de la feuille Quingey qu'en un seul endroit : dans le ravin du Creux de la Vieille Folle, au Nord-Est de Montmahoux. Sa position tectonique au cœur d'un synclinal couché sous le chevauchement principal rend difficile son étude par suite du broyage qu'il a subi. Il est réduit à un banc de calcaire dolomitique blanc sableux présentant une structure varvée à zonations jaunâtres, surmonté de marnes blanches plastiques à cristaux de quartz bipyramidés et gypse maclé en fer de lance où s'intercalent de fines plaquettes marno-calcaires à enduit rouge. L'ensemble a une cinquantaine de centimètres d'épaisseur.

Ce seul affleurement ne permet pas de bien caractériser le Purbeckien qui marque la fin du cycle mésozoïque et représente une période régressive traduisant une tendance à l'émersion du Jura où le régime marin cède peu à peu la place aux épisodes saumâtres ou lacustres.

Toutefois, un Portlandien mieux développé d'une dizaine de mètres de puissance, existe au Sud-Ouest de la route d'Ivrey à Saint-Thiébaud, sur la bordure nord de la feuille Salins-les-Bains. Il présente des faciès typiques : calcaires graveleux, oolithiques blanchâtres en plaquettes renfermant des débris d'Ostracodes, des oogones de *Chara* et des grains de quartz anguleux surmontés de marnes blanches et de calcaires marneux gris ou blanchâtres à cailloux noirs et éléments calcaires anguleux noirs ou jaunâtres à Characées, Dasycladacées (*Actinoporella*), Miliolidés et Trocholines.

### Crétacé

n7. **Albien. Sables glauconieux.** La mer crétacée transgressive n'a atteint que tardivement la région de Quingey et a déposé des sables verts d'âge albien dont quelques témoins subsistent à l'extrême limite nord-ouest de la feuille, faisant suite au gisement de Roset—Fluans (feuille Besançon).

Ces sédiments quartzeux, glauconieux et aussi argileux, qui reposent sur le Jurassique à Roset—Fluans, butent par faille contre les calcaires bathoniens. Ils ont été exploités autrefois comme sables de fonderie mais ne sont plus visibles à l'heure actuelle. Les anciennes carrières sont envahies par la végétation et en partie remblayées. Les affleurements sont par ailleurs tapissés par les dépôts argileux et caillouteux pliocènes de la forêt de Chau. Aucune découverte paléontologique n'a permis de les dater. Ils sont localement surmontés par des marnes noires complètement masquées par des prairies et des mares.

### Tertiaire et formations superficielles

m3B. **Brèche tectonique d'Ivrey.** Il s'agit d'une brèche calcaire consolidée à éléments anguleux ou légèrement arrondis, souvent striés, composée de blocs centimétriques à décimétriques de Bathonien, Bajocien et d'Aalénien, d'allure apparemment monogénique. Le ciment peu abondant est de nature sableuse ou terreuse et renferme des oxydes de fer ainsi que de la calcite recristallisée ou saccharoïde dans les parties cohérentes.

Cette brèche n'a pu être localisée que sur un tout petit affleurement cependant très caractéristique situé en bordure du chemin qui mène d'Ivrey à By, en montant à partir de la route de la Chapelle. Elle repose à l'Ouest sur le Jurassique supérieure calcaire du soubassement tronqué par une surface listrique pentée à 20° vers l'Est. Elle disparaît dans cette direction sous les marnes triasiques et liasiques plus ou moins glissées en bas de la falaise du bois des Rappes. Par sa position structurale, la brèche d'Ivrey évoque des formations homologues qui se présentent sous forme de lambeaux, paquets ou blocs de calcaires bréchifiés jurassiques remontés et écrasés le long de la faille de chevauchement du faisceau salinois en bordure de la route de Salins à Marnoz (m4B de la feuille Salins-les-Bains, voir notice de cette feuille). Ils sont là en relation avec le complexe bréchique à matrice triasique (ItB).

Les éléments striés et émoussés de toutes ces brèches ont probablement une origine tectonique. Ils résulteraient de l'écaillage et du broyage mécanique de l'autochtone et de la couverture. Leur mise en place serait contemporaine de la phase de charriage pontienne.

Re. **Argiles de décalcification à pisolithes ferrugineuses (Sidérolithique).** Argiles rouges ou jaunes ferrugineuses à pisolithes limonitiques de taille variant entre 1 et 50 mm. Elles tapissent le sol ou remplissent des poches ou fentes karstiques. Certaines d'entre elles, traversées par le pipe-line Sud-Européen, ont plus de 2 m de profondeur. Les dépôts sont plus fréquents au niveau de l'*Argovien* où ils sont très riches en fer. Il en existe sur le Bajocien, le *Rauracien* et le *Séquanien*. Cette altération sidérolithique de nature climatique et pédogénétique a provoqué une rubéfaction intense et un enrichissement en fer ainsi qu'une néogénèse phylliteuse.

p2. **Conglomérats pliocènes de la forêt de Chau.** Ce sont des poudingues à matrice argileuse et galets de tailles divers dépassant parfois 30 cm de diamètre, de quartz, quartzites gris peu altérés, roches métamorphiques diverses, phanites ..., associés à des éléments plus petits de quartz corrodés et de radiolarites. Ces dépôts fluviaux de type deltaïque s'accumulent parfois sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et sont enrobés dans une argile rougeâtre. Ils prennent une grande extension sur toute la bordure ouest de la feuille et se développent dans la forêt de Chau, sur la feuille Dôle.

Transgressifs et discordants sur les terrains mésozoïques, ces formations alluviales renferment des matériaux d'origine vosgienne mélangés. Ceci indique qu'au Pliocène, le Rhin, au lieu de s'écouler vers le Nord, empruntait un autre itinéraire et décrivait un large coude pour venir rejoindre le Doubs en aval de Montbéliard. Autrement dit, le drainage s'effectuait vers le Sud et le Rhin était tributaire du Rhône.

Rj. **Argiles à chailles.** Elles couvrent de grandes surfaces mais sont souvent réduites à une pellicule sur laquelle sont éparpillés des granules ocre ou rouille de nature siliceuse. En dépit de l'importance que revêtent ces formations qui correspondent aux différents stades d'érosion et à l'élaboration des surfaces qui les accompagnent, seuls les dépôts les plus importants ont été représentés sur cette feuille pour ne pas nuire à la clarté du dessin des contours stratigraphiques et structuraux.

Deux parties peuvent être distinguées : une fraction argileuse d'une part, les éléments siliceux qui y sont emballés d'autre part. La matrice plus ou moins détruite par lessivage est une argile rouge ou brunâtre, parfois jaunâtre, d'origine illuviale provenant de la dissolution des calcaires jurassiques durant la longue période d'émersion du Tertiaire inférieur (surtout Éocène), sous climat tropical.

Les débris siliceux, généralement de taille décimétrique ou millimétrique, sont constitués de fragments usés de concrétions silicifiées de l'*Argovien* ou du Bajocien de type *chaille*, enveloppées d'un cortex de teinte rouille, jaune ou noirâtre à cœur blanchâtre spongieux. Parfois, il s'agit d'éclats de silex bajociens ou *argoviens* non altérés et de cailloutis calcaires arrondis, brunis en surface. La forme des éléments siliceux varie suivant le degré d'altération. Les particules anguleuses proviennent du remaniement sur place des silex ou des fossiles silicifiés du j1b ou du jsb. Elles tapissent les vestiges de la *surface d'Ornans* élaborée au Miocène inférieur et moyen (Vindobonien) et se trouvent aussi dans le faisceau au fond des combes oxfordiennes ou liasiques. Les éléments arrondis sont issus, *pro parte*, des chailles précédentes remaniées et résultent de l'érosion pontienne régressive qui a attaqué la *surface d'Ornans* pour constituer une deuxième surface d'érosion dite *surface de Montrond*. Les argiles à chailles sont rassemblés principalement dans les dépressions des surfaces déformées.

FG. **Fluvio-glaciaire. Sables, argiles et cailloutis.** Il s'agit de dépôts très réduits, isolés, vestiges d'anciennes alluvions fluvio-glaciaires de vallées. Un affleurement est situé à l'Est de Myon, près du pont, en bordure du Lison. Ce sont des conglomérats altérés à éléments calcaires mal calibrés plus ou moins roulés et peu consolidés. Ces dépôts fluvio-glaciaires, d'âge probablement rissien, sont surmontés par la groise wurmienne.

Un autre témoin est également conservé à l'Est de la scierie de Chiprey, au Sud de Doulaize. Des lambeaux existent aussi sur la route d'Amondans—Lizine ; ils sont constitués de blocs calcaires hétérogènes peu ovalisés, de toutes tailles, ni classés, ni striés.

Des argiles varvées de teinte beige ont été signalées dans le gouffre de Baume-les-Crêtes, au Sud de Déservillers, à la cote —110, sur 1 m d'épaisseur. Ces dépôts d'origine glaciaire seraient (d'après J. Foltête) antérieurs à l'Interglaciaire Mindel—Riss (?).

Il existe quelquefois à la surface du plateau, des blocs erratiques de roches cristallophylliennes (quartzites, micaschistes...) ayant probablement une origine alpine ; certains sont attribués aux glaciations anciennes (Günz ou Mindel ?).

**LP. Limons plio-quadernaires. Limons de la Bresse.** Sédiments silteux formés d'une poussière siliceuse enrobée d'argile. D'origine complexe, alluviale et sans doute aussi éolienne, ces dépôts continentaux, qui ont tapissé de grandes surfaces à l'Ouest de la feuille, sont maintenant disséminés et démantelés par l'érosion. Ils coiffent les petites éminences de la forêt de Chau. Leur tracé est très approximatif et ne pourra être précisé que par des sondages accompagnés d'une étude sédimentologique et géomorphologique soignée. Ils remanient localement des produits silicifiés et des éléments hérités des argiles de décalcification.

**Fy. Alluvions anciennes. Cailloutis, graviers et galets.** Réparties suivant des systèmes de terrasses étagées. Les plus développées occupent une position basse ne s'élevant guère au-dessus d'une dizaine de mètres du niveau des hautes eaux des plaines d'inondation. Cependant, compte tenu de la couverture végétale qui masque les affleurements des grandes vallées, certaines terrasses anciennes peuvent passer inaperçues et ne sont décelables qu'en pratiquant des fouilles de plusieurs mètres.

Les basses terrasses du Doubs (au Sud des papeteries de Torpes, entre le canal du Rhône au Rhin et la voie ferrée) sont composées de galets siliceux (quartzites) d'origine vosgienne provenant peut-être de lambeaux pliocènes remaniés. Le Pliocène du bois d'Orbège, au Sud-Est d'Abbas-dessous, est également remanié et pourrait correspondre à une haute terrasse. La surface est placardée d'argile à chailles et a été figurée comme telle sur la carte.

Sur la rive gauche de la Loue, entre Quingey et Port-Lesney, des alluvions anciennes caillouteuses et argileuses forment des terrasses linéaires qui dominent la rivière de 4 ou 5 mètres. Dans les méandres encaissés de la Loue, d'autres terrasses alluviales marquent les étapes de l'enfoncement de la rivière. Ainsi, du Sud de Maizières-Notre-Dame, sur le versant méridional de la Loue et à une centaine de mètres du moulin de la Cude de Cléron, on trouve des dépôts de galets à 10 m au-dessus du niveau actuel de la rivière. Ces galets, pour la plupart d'origine locale, sont de nature calcaire et de forme ellipsoïdale ; mais quelques-uns, plus plats et de plus petite taille, sont des micaschistes d'origine lointaine. Des témoins d'alluvions fluviales anciennes ont été signalés sur le plateau, à l'Ouest d'Amondans (galet de gneiss près de la ferme du Val Sainte-Marie, morceaux de grès altéré au-dessus des marnières de Villers-sous-Montrond, et galets de micaschiste au Sud de Tarcenay).

**Fz. Alluvions actuelles et subactuelles. Limons argileux, sables et graviers.** Deux types peuvent être distingués selon qu'il s'agit de vallées principales actuelles (Doubs, Loue, Furieuse, Lison) ou de vallées secondaires, affluentes de ces premières, humides ou sèches, installées dans le faisceau ou sur le plateau.

*Alluvions modernes du Doubs et de la basse vallée de la Loue.* Reconnues par sondages au Nord-Ouest de Vorges, elles sont composées dans cette région d'argiles à la partie supérieure et de galets enrobés d'argiles (4 à 7 m d'épaisseur). Au Sud d'Osselle, elles sont exploitées et sont formées de graviers, sables et grès calcaires. Elles recèlent parfois une nappe aquifère susceptible de fournir des débits intéressants, surtout dans les intercalations graveleuses grossières incluses dans les sédiments plus fins.

Les alluvions de la Loue ont été explorées dans les régions de Rennes, Port-Lesney sont également argileuses en surface, caillouteuses en profondeur, sur une épaisseur de l'ordre de 4 mètres. Des terrasses récentes existent en bordure de la rivière jusqu'à Chenecey et s'étagent entre 5 et 10 m au-dessus du niveau moyen des eaux. En raison de leur exiguïté, ces terrasses n'ont pas été figurées sur la carte.

Les alluvions de la Loue ont été explorées dans les régions de Rennes, Post-Lesney et Champagne. La vallée s'élargit lorsque la rivière débouche dans la plaine alluviale d'Arc-et-Senans et Cramans où les dépôts remanient les formations argileuses et conglomératiques du Pliocène de la forêt de Chau.

*Alluvions récentes de la haute vallée de la Loue, de la Furieuse, du Lison et des vallées secondaires.* Ce sont des graviers fins principalement calcaires et des sédiments de nature argilo-sableuse ou limoneuse. Leur épaisseur est très réduite ; elles tapissent les

replats qui bordent le lit encaissé des rivières.

Certaines vallées pontiennes possèdent également des dépôts alluviaux antérieurs à l'enfoncement et au creusement des rivières actuelles, c'est le cas de la petite vallée de Brères à Ronchau, de l'Oubi à l'Est de la Chapelle.

Dans la traversée des combes oxfordiennes ou liasiques, les alluvions deviennent argileuses. Les grèves calcaires de la Loue et du Lison renferment de petits Gastéropodes de quelques millimètres à 1 cm où abondent : Limnées, Planorbis, Patelles, *Helix*, etc. Elles sont parfois extraites pour la fabrication de mortiers utilisés en maçonnerie.

**Glissements dans les terrains argileux et marneux.** Ils sont particulièrement développés dans les argiles ou marnes du Trias supérieur, du Lias et de l'Oxfordien. Le *Séquanien* et le Kimméridgien où s'intercalent des lits calcaires sont moins sensibles. Toutes les formes caractéristiques sont observables : loupes, niches, contrepenches, écoulements boueux ...

Les déplacements peuvent aller de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres et entraîner d'importants dégâts aux constructions, routes, etc., si on ne prend pas les précautions nécessaires pour stabiliser les terrains et surtout éviter l'affouillement par les eaux de surface en drainant le sous-sol.

Les glissements de terrains se produisent fréquemment au bas des pentes triasiques et liasiques du Poupet et dans les dépressions de Byans et de Vorges. On les observe également au pied des talus, dans la haute vallée du Lison et au pied des buttes oxfordiennes du plateau.

Le mécanisme des glissements est très variable et dépend de l'angle de pente du talus dont la valeur conditionne l'état d'équilibre naturel et ne doit en aucun cas être augmenté sous peine de détruire la stabilité de l'ensemble. Le cisaillement se produit suivant une surface courbe dont la concavité est tournée dans le sens du déplacement. Lorsque les marnes sont très altérées et gorgées d'eau, les masses se déplacent par gravité sur des pentes parfois très faibles. La masse argileuse se décolle alors du soubassement sec et subit une solifluxion entraînant un mélange confus des terrains sus-jacents.

Seules les zones de glissement significatives ont été figurées sur cette feuille pour ne pas surcharger exagérément les affleurements et masquer les lignes structurales.

**E. Éboulis de pente. Groise.** D'aspects divers, constitués essentiellement de morceaux de roches calcaires d'origine locale, ils tapissent les pentes ou s'accumulent au pied des falaises et sont consolidés ou non suivant leur position, leur âge et la nature du sédiment qui enrobe les éléments.

**Brèches de pente récentes.** Meubles, à débris anguleux de toutes tailles, elles s'accumulent au bas des versants abrupts, en bordure des reliefs de failles ou sur le pourtour des corniches du plateau et résultent d'éboulements dont certains se produisent actuellement. Elles sont quelquefois emballées dans des colluvions ou limons de pente argileux ou caillouteux.

Au bas des falaises escarpées qui bordent le mont Poupet, il existe d'énormes blocs revêtant parfois l'allure de panneaux calcaires de Dogger détachés des sommets qui ont glissé et reposent sur les replats argileux liasiques ou triasiques, en situation géologique anormale.

Sur le flanc nord du bois du Faulet, à l'Ouest de Chenecey, les brèches de pente forment un tablier d'éboulis remaniés, étalé en éventail et constitué de débris hétérométriques de calcaire bajocien plus ou moins altéré, assez mal cimenté par de la calcite.

**Éboulis calibrés (Groise).** D'origine périglaciaire, résultant de la désagrégation et de l'émiettement de blocs calcaires durs sous l'action du gel durant la période sèche et froide fini-wurmienne. La granulométrie est assez régulière, allant des graviers fins utilisés pour la construction aux ballasts plus grossiers employés pour les soubassements routiers.

Ils sont principalement localisés sur les flancs de la Loue et du Doubs. Leur matrice est tantôt terreuse, tantôt tuffacée et paraît correspondre soit à un dépôt d'origine fluviatile à une époque où le niveau des cours d'eau était plus élevé et les vallées noyées, soit à une consolidation par circulation d'eaux karstiques d'anciennes résurgences.

U. **Tufs et travertins.** Dépôts carbonatés résultant de la précipitation du carbonate de calcium dissous dans les eaux qui circulent dans les roches calcaires. La précipitation se produit aux émergences de certaines sources ; elle est favorisée par certains végétaux aquatiques. De nature pulvérulente, grise ou blanche, parfois concrétionnée, ces encroûtements contiennent en certains endroits des moules de Gastéropodes terrestres. Seuls les dépôts les plus importants sont indiqués sur la carte : Nord de Chenecey et d'Abbans-dessus (la Fontaine de Chandolle), Sud d'Amondans (source du moulin Gaillard).

## ESQUISSE STRUCTURALE

La feuille Quingey se situe dans la partie septentrionale du Jura, au niveau de la courbure de l'arc et fait la jonction entre les faisceaux bisontin et salinois dont les grandes lignes directrices sont orientées vers le Nord-Est alors que le faisceau de Quingey lui-même est sub-méridien.

Bien que n'occupant qu'une petite partie du Jura externe, la région de Quingey n'en présente pas moins les caractères structuraux du style tectonique comtois : alternances de compartiments sub-tabulaires accidentés de fractures verticales (*plateaux*) et de secteurs plissés où apparaissent les déformations typiquement jurassiennes (*faisceaux*) avec failles-plis, plis-coffrés, pincées, chevauchements, décrochements, etc.

Il ne faut cependant pas perdre de vue que tous ces accidents épidermiques reflètent une tectonique profonde intense, ainsi qu'en témoignent les sondages. Cette partie du Jura externe est en effet décollée et s'est déplacée vers l'Ouest et le Nord-Ouest. La couverture formée par la série mésozoïque calcaire et argileuse s'est désolidarisée du soubassement au niveau du Trias salifère supérieur très fortement perturbé. Il y règne une grande disharmonie due à la plasticité et à la propension diapirique du Keuper. Le tréfonds plus rigide comprend un tégument permo-triasique et un socle hercynien sous-jacent. L'ampleur de ce déplacement d'ensemble de la couverture n'est pas connue dans la région de Quingey. L'allochtonie est cependant importante à en juger par la grande discontinuité repérée au niveau du Trias au sondage d'Eternoz 1. Elle dépasse sans doute plusieurs kilomètres et on sait par ailleurs que la surface de charriage revêt une allure sub-horizontale, légèrement pentée vers l'intérieur de la chaîne. Les indications fournies par les sondages profonds de la région de Lons-le-Saunier, avec recouvrement du Miocène bressan par la couverture triasico-jurassique, en constituent la meilleure preuve.

La carte structurale simplifiée (fig. 1) fait ressortir la complexité des déformations de la couverture. Dans l'ensemble on peut distinguer deux types de structures :

- Dans la partie interne, c'est-à-dire à l'Est de la feuille, la couverture a réagi en bloc aux contraintes compressives fini-miocènes et s'est comportée de façon rigide, se contentant de transmettre les poussées sans en subir directement les effets. Elle représente la région dite des *plateaux* : grandes plaques sub-horizontales à structure tabulaire découpées par des failles verticales ou sub-verticales.
- Dans les parties externes occidentales, le matériel de la couverture a réagi différemment, suivant un style plissé ou chevauchant plus souple qui ne semble pas lié à des différences de nature lithologique mais plutôt aux réactions différentes du soubassement (rejeux d'accidents profonds, effets d'ancrage ou de blocage sur des failles de socles réactivées, coulissages différentiels, transferts d'énergie plus rapides,

etc.). Quoi qu'il en soit, ces faisceaux plissés frontaux constituent l'une des originalités de la tectonique du Jura externe.

Sur la feuille Quingey, trois faisceaux se succèdent ou se relaient :

- l'un en position septentrionale et oblique, constitue la terminaison du faisceau bisontin ;
- l'autre central et occidental, transmérien, représente le faisceau de Quingey ;
- le troisième qui recoupe l'angle sud-est du territoire de la feuille dont il jalonne la limite sud correspond au faisceau salinois.

Ces domaines plissés disparaissent vers l'Ouest sous le bassin pliocène de la forêt de Chau, vestige d'un cône deltaïque du grand fleuve (Aar-Doubs) reliant autrefois le Rhin au Rhône et ouvert largement sur la plaine de Bresse actuelle.

Nous examinerons rapidement les éléments structuraux de ces différentes parties du Jura externe.

#### *PROLONGEMENT DU FAISCEAU BISONTIN ET DE SES BORDURES*

Les structures qui traversent obliquement le quart nord-ouest du territoire de la feuille Quingey comprennent sommairement, d'Ouest en Est :

- Un compartiment occidental sub-tabulaire ou faiblement déformé où affleure le Crétacé (Albien) qui s'étend à la lisière nord, entre Fraisans, les Baraques de Salans et la Corne de Chau de Roset—Fluans. Le Mésozoïque n'apparaît ici qu'en de rares endroits, lorsqu'il n'a pas été oblitéré par le Pliocène de la forêt de Chau.

- Un secteur bordé vers le Nord-Ouest par des anticlinaux (Dogger) cisailés et décrochés par des failles transverses : anticlinaux de Courtefontaine et de Torpes. Ce dernier, situé dans le prolongement de l'anticlinal de la Citadelle de Besançon, est formé de Jurassique supérieur et son flanc sud-est dessine un large glacis.

Deux failles sub-parallèles délimitent un compartiment effondré au droit de Villars-Saint-Georges. Entre Abbans-dessous et Boussières, la retombée faiblement inclinée de l'anticlinal de Torpes est traversée par les décrochements du Grand Bois et de Boussières et leurs failles satellites. Au bois des Chandelottes, le Malm se redresse et se rebrousse au contact du chevauchement de Vorges.

- Un faisceau plissé, prolongement du faisceau bisontin, limité au Nord-Est par un contact anormal majeur, largement chevauchant sur les structures de Torpes et de Boussières. Entre Vorges et Byans, cet accident est désigné sous le nom de faille de Vorges (= faille du Doubs). Il est jalonné par des compartiments charriés (sur 600 m à Vorges, 400 m au moulin Caillet) ou des lambeaux de poussée (Byans). Son rejet diminue vers le Sud-Ouest où il est décroché par la faille de Fourg et se poursuit probablement très loin sous le Pliocène de la forêt de Chau. La faille de Vorges tranche une gerbe de plis anticlinaux arqués, déversés vers le Nord-Ouest. Les flancs inverses faillés viennent se greffer sur cet accident principal. Cette structure, associée à des décrochements le plus souvent dextres, marque la virgation du faisceau bisontin et le raccord au faisceau de Quingey. Elle est peut-être en relation avec des déformations profondes du socle et des bombements qui auraient amené celui-ci à l'affleurement dans le massif de la Serre situé à l'aplomb et à faible distance de la torsion de Quingey.

Le faisceau plissé qui se raccorde à la grande faille de Vorges réunit successivement, du Nord-Est au Sud-Ouest : l'anticlinal de Vorges-les-Pins à déversement ouest et flanc inverse laminé ; le synclinal de Montgardot ; l'anticlinal chevauchant d'Abbans-dessus et ses lambeaux de poussée adossés contre l'accident qui cisaille son flanc occidental ; l'anticlinal déversé de Byans-sur-Doubs à flanc ouest étiré et sectionné par une cassure qui amorce une faille-pli ; l'anticlinal couché du Grand Bois à flanc ouest renversé et jalonné par les écailles chevauchantes de la Fassure ; le synclinal de Liesle fermé vers le Nord ; l'anticlinal de la Teige dont l'axe déplacé et dévié par le décrochement de Fourg s'ennoie sous le Pliocène.

La faille de Vorges rejoint la faille de Trochaty sur la feuille Besançon ; celle-ci possède les mêmes caractéristiques chevauchantes et est aussi jalonnée par des écailles (Busy—Larnod).

A l'arrière des plis chevauchants associés à la faille de Vorges, s'étend une bande étroite moins déformée, limitée à l'Ouest par la faille de Chouzelot et à l'Est par le chevauchement de Cessey. Ces accidents sont encore légèrement courbés vers le Nord-Est mais deviennent N—S à partir de Quingey.

La faille de Chouzelot, chevauchante dans son parcours septentrional, se raccorde à la faille de Vorges. Au Sud de la Loue elle est normale et se poursuit dans la zone sub-tabulaire de Lavans-Quingey. Ce compartiment, compris entre deux failles, est emprunté sur presque toute sa longueur par la RN 83. Il représente le flanc oriental de l'anticlinal de Vorges qui est redressé dans le Bajocien et le Lias mais devient monoclinale à faible pendage sur la rive droite de la Loue. Il se raccorde ensuite vers le Sud au compartiment plissé et faillé du bois des Routes et amorce la structure du faisceau de Quingey.

La faille de Cessey jalonne ce compartiment à l'Est ; c'est un accident majeur qui prolonge la faille chevauchante principale du faisceau de Quingey au Sud et se relie au chevauchement d'Ivrey. Vers le Nord, l'accident se redresse et s'amortit dans le Lias du Comice et de Grange-Rouge, en bordure de la faille de Trochaty (faille du Doubs). Dans le secteur compris entre Cessey et la cluse de Chenecey au Nord, la faille de Cessey est bordée à l'Est par une voûte anticlinale allongée parallèlement à la faille. Ce pli est ici désigné sous le nom d'anticlinal des Bois (bois de Faulet, de Loche, du Chaunay et du Landet). En dépit de quelques inflexions axiales, il reste simple et n'affecte que le Dogger. Au Nord de la Loue, il disparaît à la jonction des failles qui l'encadrent. Il est limité à l'Est par le réseau de faille de Goux-sous-Landet qui jalonne un autre compartiment plissé, celui de Chenecey—Buillon. De structure complexe, ce secteur est composé, au Nord de la Loue, d'anticlinaux et de synclinaux dissymétriques affectés de plissements locaux du Jurassique moyen bien visibles en bordure de la route D 110. Au Sud de la Loue, les structures précédentes ne se retrouvent plus et sont remplacées par la flexure de la Vieille-Grange. Une virgation des axes indique un mouvement de torsion ou de décrochement au niveau de la traversée en cluse par la Loue. Cette flexure est tronquée par la faille du Landet à l'Ouest. Le rebroussement brutal des calcaires bajociens et bathoniens contre la faille marque la limite orientale du faisceau de Quingey qui apparaît donc bien ici comme le déploiement en éventail des plis chevauchants du faisceau bisontin.

- Une région de plateau s'étale largement vers l'Est, par delà une zone en relief dont la bordure est découpée par le réseau de failles de Goux-sous-Landet. Au Nord de la Loue, la limite des plateaux est reportée contre la faille des Granges Mathieu.

Ce secteur oriental est constitué par une vaste plate-forme entaillée profondément par la vallée de la Loue. Les terrains bajociens, bathoniens et oxfordiens sont sub-horizontaux et nivelés par la surface d'érosion de Montrond. Ils sont découpés à l'Ouest par les failles de Courcelles et de Rouhé et viennent s'appuyer contre la pincée des Granges Mathieu. Quelques fractures verticales affectent également le Jurassique du plateau de Montrond (faille de Mérey-sous-Montrond) mais sont rarement décelables à la surface du Dogger qui est couverte de forêts et parsemée de dolines.

#### FAISCEAU DE QUINGEY

Nous venons de voir que l'on peut considérer le faisceau de Quingey dans son sens le plus large comme issu d'un rameau de plis divergents du faisceau bisontin dont il diffère fondamentalement par l'orientation N—S de ses directions structurales. Il est limité à l'Ouest par le Pliocène de la forêt de Chau sous laquelle il s'ennoie et à l'Est par le plateau d'Ornans qui s'arrête aux premiers contreforts plissés, bordés par les failles de Goux et de Bartherans. L'extrémité sud-ouest de ce plateau se relève progressivement jusqu'au mont Poupet.

Vers le Sud, le faisceau de Quingey se prolonge sur la feuille Salins-les-Bains et constitue l'autochtone salinois (A. Caire) sur lequel s'avancent les unités chevauchantes du faisceau salinois. Sa limite sud est donc constituée par un front de chevauchement représentant la continuation de l'accident d'Ivrey qui, après un parcours sinueux est-ouest, passe par Aiglepierre, remonte vers le Nord, pour venir disparaître sous le Pliocène de la forêt de l'Argillat, au Sud de Cramans.

Le faisceau de Quingey est caractérisé par la présence de plusieurs unités tectoniques qui sont, d'Ouest en Est :

- *Le synclinal plissé de Liesle-Port-Lesney.* Au Nord, dans la région de Liesle, il s'agit d'un synclinal à fond plat drainé par le ruisseau du Saumont dont la bordure orientale se relève brusquement au contact de la faille-pli du Grand-Bois. A l'Ouest de Liesle, un pli brachy-anticlinal à noyau bathonien s'appuie contre la faille de Fourg qui cisaille l'anticlinal de la Teige au Nord.

A partir de Buffard, jusqu'à la route de Mouchard, le synclinal est resserré entre l'anticlinal du bois de Trémont-Grange-de-Vaivre et la faille de Port-Lesney. Au contact de cette dernière faille, les terrains se redressent et viennent buter contre un compartiment monoclinale faillé à pendage faible vers l'Ouest qui plonge sous le Pliocène et la semelle bréchique plastique triasique de l'allochtone salinois à l'Ouest de Mouchard.

L'anticlinal Grange-de-Vaivre-bois de Trémont est une structure élevée qui borde parallèlement le cours de la Loue entre Lombard et Rennes. La rivière le traverse en cluse à Grange-de-Vaivre et il se poursuit vers le Sud, parallèlement à la Furieuse, jusqu'à Saint-Benoît où il oblique vers l'Ouest en direction de Pagnoz sur la feuille Salins. Dans sa partie septentrionale son flanc ouest est renversé et jalonné par des lambeaux de poussée ou des copeaux accompagnés de renversements de couches qui donnent des structures complexes telles celles du Grand Bois ou de la Grange Flocard. Le flanc occidental est également affecté par des failles transverses avec décalages d'axes visibles ou cachés dont l'un pourrait se situer au niveau de la cluse de la Loue, entre Rennes et Grange-de-Vaivre.

- *Le synclinal de la Loue* traverse en direction sub-méridienne la plus grande partie de la feuille, entre Rennes-sur-Loue et Quingey où il a l'allure d'un large pli à fond plat de Jurassique supérieur dont la bordure ouest, très étroite et redressée, constitue le flanc de l'anticlinal du bois de Trémont. A l'Est, il est limité par la faille de Paroy, en prolongement de la faille de Chouzelot.

Le synclinal de la Loue s'ennoie vers le Nord où il est relayé par le synclinal de Montgardot. Au Sud de la feuille, l'axe se relève et s'arrête au niveau du décrochement de Grange-de-Chenèvre, sur le cours de la Furieuse.

Au droit de la Chapelle, il est limité à l'Est par l'anticlinal du bois de Sous-Pierre, traversé par le ruisseau d'Ivrey. Vers l'Ouest, le synclinal de la Chapelle est accidenté par la faille de la Furieuse et vient buter contre l'anticlinal de Saint-Benoît.

- *Le compartiment effondré et disloqué intermédiaire,* compris entre les failles de Paroy et de Pointvillers a une structure complexe plissée et faillée. Il est bordé au Sud par l'anticlinal de bois de Sous-Pierre et de la Cote-de-Méhaut ; il passe au Nord à l'anticlinal de Vorges. Il revêt tantôt une allure monoclinale ou synclinale, tantôt une forme anticlinale fracturée par des failles satellites où sont impliqués le *Rauracien*, le *Séquanien*, et le *Kimméridgien*.

- *Le synclinal pincé de Montfort* constitue une longue lanière qui s'allonge du Sud de la Loue jusqu'à la route d'Ivrey. Simple flexure monoclinale apparente au Nord, cette structure devient un synclinal à flanc est renversé sous le chevauchement d'Ivrey-By-Cessey, où, par le jeu de failles inverses, le cœur du synclinal éjecté constitue l'écaillage frontale du lambeau de poussée de la Picotte.

Ce synclinal à fond plat jusqu'au Sud de Montfort se resserre à partir de By. Son flanc inverse disparaît tandis que son flanc normal fracturé (visible en bordure de la route d'Ivrey) est pincé sous les unités charriées du chevauchement d'Ivrey qui dessine

un golfe tectonique et déborde le soubassement vers le Sud-Ouest.

• *La zone de chevauchement faillée et plissée d'Ivrey—By—Cessey.* Ce compartiment est le secteur le plus complexe du faisceau de Quingey. Il revêt schématiquement la forme d'un pli-faïlle anticlinal en genou à flanc ouest déversé et à versant oriental monoclinal. Cette structure est découpée par un réseau de failles directionnelles et transverses qui délimitent des lanières étroites jalonnées par des failles inverses pentées vers l'Est.

Sans entrer dans le détail de la description des multiples accidents qui affectent ce secteur, on peut néanmoins distinguer d'Ouest en Est :

- une partie frontale limitée par la faille d'Ivrey—Cessey, ses accidents satellites et ses lambeaux de poussée ;
- un compartiment chevauchant, plissé, faillé ;
- une bordure effondrée qui jouxte la région sub-tabulaire du plateau d'Ornans.

La faille chevauchante d'Ivrey—Cessey est l'accident majeur de la feuille Quingey ; elle se suit depuis la région salinoise jusqu'au faisceau bisontin où elle relaie la faille du Doubs. De direction générale nord-nord-est, ses pendages varient ; redressés au niveau de Cessey et à l'Ouest de Chenecey, ils sont aplatis (20°) au droit d'Ivrey. Elle jalonne une charnière anticlinale faillée. De Cessey à By, le flanc occidental de ce pli formé de Jurassique moyen chevauche le synclinal de Montfort. De By à Ivrey, c'est le flanc oriental monoclinal qui chevauche. La charnière a été cisailée et laminée par l'accident tangentiel dont la vergence vers l'Ouest s'accroît. La faille d'Ivrey prend alors l'allure d'un chevauchement épiglyptique et se superpose à une surface d'érosion. Elle prend ensuite en écharpe les terrains triasiques de la dépression et contourne les contreforts du Poupet par Saint-Thiébaud.

La faille d'Ivrey—Cessey est décalée par une série d'accidents transverses qui jouent en décrochement dans le compartiment chevauchant mais n'affectent pas les terrains du compartiment chevauché. Leurs rejets horizontaux, le plus souvent dextres, et leur extension géographique restent faibles. Toutefois, au pied de la falaise jurassique au Nord d'Ivrey, un décrochement à fort rejet horizontal semble responsable du décalage des structures du compartiment sud (Saint-Thiébaud) par rapport au compartiment nord (Grand Champier). Ici encore il s'agirait d'un décrochement dextre.

La faille d'Ivrey—Cessey est également accompagnée de nombreuses failles satellites qui délimitent des séries de lanières chevauchantes en bordure de la faille principale.

Enfin, le chevauchement d'Ivrey—Cessey est jalonné au Nord par des écaïlles que l'on peut interpréter comme des lambeaux de poussée, coincés entre les deux compartiments déplacés et arrachés à l'autochtone. Dans ces écaïlles les terrains sont très tectonisés (la Picotte, Montfort, Ronchaux). Au Sud-Ouest d'Ivrey, une écaïlle laminée de Dogger en série inverse affleure entre la ferme Combelle et le ruisseau d'Ivrey ; elle est écrasée entre le Jurassique supérieur ou le Keuper et les marnes triasiques du compartiment du mont Poupet.

#### FAISCEAU SALINOIS

Il borde le quart sud-est du territoire de la feuille et constitue la prolongation des structures en bandes et lanières caractéristiques de la région de Salins-les-Bains. Il se poursuit vers l'Est, sur la feuille Ornans, en direction de Mouthier—Haute-pierre. Vers le Nord il est bordé par une grande faille sub-verticale en bordure de la route de Nans-sous-Sainte-Anne, puis chevauchante à partir de Montmahoux.

Le style tectonique du faisceau salinois n'est pas sans rappeler celui des faisceaux de Quingey et bisontin : succession de plis-faïlles et de failles délimitant des unités imbriquées complexes composées essentiellement de terrains liasiques et jurassiques chevauchant le compartiment calcaire jurassique supérieur sub-horizontale d'Amancey, coffré sur sa bordure sud.

La structure d'ensemble paraît, là aussi, dériver d'un grand pli anticlinal couché vers le Nord, à flanc inverse laminé et cisailé par des failles qui délimitent des écailles frontales arrachées au compartiment chevauché.

Les unités structurales qui se succèdent du Nord au Sud sont :

- *la lisière méridionale du plateau d'Ornans* qui dessine un pli synclinal étroit à flanc sud renversé contre la faille du faisceau salinois. Cette structure côtoie la bordure de la forêt de Fertans jusqu'au Lison et se poursuit de Nans-sous-Sainte-Anne jusqu'à Montmahoux. Au-delà, le flanc est cisailé et écaillé sous la faille chevauchante de Montmahoux. Entre Déservillers et le ravin de Rochanon, au Sud de Bolandoz, le flanc inverse du synclinal décollé est plié et débité en deux unités synclinales qui chevauchent le Portlandien du compartiment d'Amancey.

- *le faisceau salinois* qui est bordé par la faille principale et qui met en contact le Dogger et le Lias appartenant à ce faisceau avec les calcaires portlandiens des synclinaux précédents. D'allure plate en surface, entre Montmahoux et la limite orientale de la feuille, cet accident se redresse en profondeur et devient vertical sur la lisière sud, au-delà de Nans-sous-Sainte-Anne.

Sur la présente feuille, le faisceau salinois est séparé en deux secteurs par un décrochement nord-sud, au droit de Déservillers. Le secteur oriental est composé d'un grand synclinal perché (synclinal de Goutereuille) qui passe vers le Nord à l'anticlinal de Rochanon, coïncé et écrasé contre la faille principale. Ces plis ont une direction sensiblement est-ouest. Ils sont cisailés vers l'Ouest par la faille transverse de Goutereuille qui lamine le synclinal précédent et le fait chevaucher sur l'anticlinal de la Marnière dont l'axe courbe atteint le ruisseau des Abissines à l'Est où apparaît le Lias inférieur. La retombée du flanc sud de cet anticlinal est hachée par un réseau de failles directionnelles qui délimite des lanières de Jurassique supérieur, prolongement des structures de Labergement-du-Navois.

Le secteur situé à l'Ouest du décrochement de Déservillers diffère du précédent. Le grand synclinal bordier est remplacé par un anticlinal dont le flanc nord, vertical ou renversé, bute contre la faille principale de Montmahoux. Il représente l'équivalent décroché de l'anticlinal de la Marnière. En arrière un anticlinal coffré succède à une faille-pli prise en relai par un autre anticlinal déversé et chevauchant. Ces structures se poursuivent sur la feuille Salins et viennent s'appuyer au Sud-Est contre les panneaux monoclinaux qui se raccordent au plateau de Levier, non représenté sur la feuille Quingey.

## LES PLATEAUX

Un vaste domaine tabulaire où les couches sont sub-horizontales borde le faisceau de Quingey et le faisceau salinois.

Cette grande plate-forme, traversée par des réseaux étroits de failles parallèles, est cependant peu déformée ; elle a subi les effets de deux cycles d'érosion successifs qui ont engendré deux surfaces emboîtées. La plus ancienne correspond au plateau d'Ornans, surélevée par rapport à la plus récente (qu'elle détruit partiellement) désignée sous le nom de plateau de Montrond. Les vestiges de ces deux surfaces d'érosion se retrouvent par ailleurs déformés sur l'emplacement des faisceaux (voir morphologie et fig. 2).

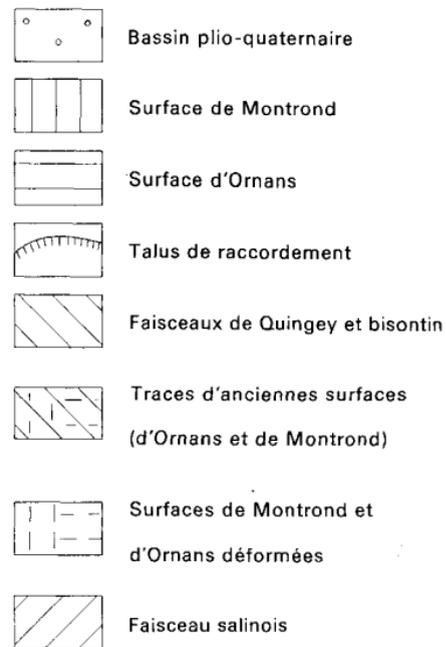
Nous n'examinerons ici que les parties accidentées les plus caractéristiques de cet ensemble :

- *Partie occidentale.* Au Nord, elle borde le faisceau bisontin dont la limite est marquée par la faille des Granges Mathieu. Vers le Sud, la bordure déprimée est découpée par les failles de Goux-sous-Landet et de Bartherans.

Parallèlement au faisceau, mais plus à l'Est, la faille de Courcelles relayée par celle de Myon délimite une longue bande de terrains qui se relève vers le Sud et vient buter contre le décrochement d'Ivrey. Sa bordure décalée constitue le monoclinale du mont



Fig. 2 – Esquisse morphologique



0 5 10 km

Poupet dont le prolongement méridional chevauche l'autochtone salinois. Ce grand accident directionnel est accompagné de fractures satellites (failles de Rouhé et de Myon) qui déterminent des coins effondrés ou soulevés ainsi que des lanières pincées, à l'Ouest d'Echay notamment.

• *Partie centrale.* Elle est traversée par deux réseaux de failles parallèles de direction N.NE—S.SW.

*Le premier réseau* jalonne la vallée du Lison qu'il traverse au Sud. Deux accidents (failles de Lizine et de Doulaize) délimitent un compartiment effondré affecté de déformations internes qui se termine contre l'anticlinal et la faille du bois de Séchin. Au Nord, la faille de Lizine est relayée par les failles de Châtillon entre lesquelles se trouve également un panneau effondré de Jurassique supérieur.

*Le second réseau* traverse obliquement toute la zone des plateaux, depuis Tarcenay jusqu'au Sud d'Alaise où il rejoint les accidents salinois. Entre Alaise et la vallée de la Loue, les failles de Doulaize et de Refranche bordent une longue bande soulevée de Dogger. A partir de Lizine, le réseau de failles devient complexe et plusieurs accidents verticaux satellites se greffent sur la faille de Doulaize et jalonnent des lanières basculées, déformées et écrasées qui traversent la Loue à l'Ouest de Cléron. Il diverge ensuite vers le Nord et s'oriente vers le Nord-Est. Dans ce réseau de fractures, le compartiment de Malbrans, compris entre la faille de Villers-sous-Montrond et celle de Malbrans, apparaît comme une sorte de voûte plissée.

La faille de Villers-sous-Montrond, déformée par la phase pontienne, est décrochée vers le Sud par la faille transverse de Maizières—Notre-Dame. L'accident de la Charmotte traverse l'angle de la feuille Ornans et se raccorde à la faille de Mamirolle (feuille Vercel). Il apparaît en effet que ce champ de fractures linéaires, serrées les unes contre les autres, qui traverse la partie orientale de Quingey est la continuation des accidents qui séparent au Nord-Est, le plateau de Nancray (prolongement du plateau de Montrond) du plateau de Vercel et de Vaidhaon. Ils sont accompagnés, comme sur la feuille Quingey, de plis dissymétriques en relais, de fossés effondrés localement pincés et de décrochements obliques.

• *Partie méridionale.* La surface du plateau d'Amancey, constituée de terrains oxfordiens, s'élève progressivement vers le Sud et monte dans la série stratigraphique pour atteindre le Kimméridgien et le Portlandien de la bordure du faisceau salinois. Bien que sub horizontales en général, les couches de cette vaste plate-forme peuvent subir des ondulations à grand rayon de courbure. La plus marquante est l'anticlinal d'Eternoz, parallèle à la faille principale de Montmahoux. Ce bombement dissymétrique, à flanc sud plus incliné, se termine périclinalement dans la reculée d'Eternoz et culmine entre Amancey et Bolandoz.

L'ensemble de la surface d'Ornans est entamé par l'érosion régressive des vallées tributaires de la Loue et creusé de nombreuses reculées (Malans, Fertans, Amancey et Chassagne). Le Jurassique supérieur reste néanmoins peu affecté par la tectonique cassante.

## ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE

L'histoire géologique de cette région comprend plusieurs étapes au cours desquelles le Jura externe a été successivement occupé par la mer secondaire puis exondé et soumis à un régime continental avant de subir les contre-coups de l'orogénèse alpine et les phases tectoniques tertiaires. Ces mouvements distensifs et compressifs ont été immédiatement suivis d'érosions et de remblaiements importants avec mise en place de reliefs et de surfaces aplanies dont les traces sont encore visibles dans la morphologie actuelle.

**L'époque mésozoïque** qui succède à la période semi-continentale permienne voit s'installer, dès le début du Trias, une mer hésitante avec alternances d'épisodes marins et saumâtres. Au Jurassique, le régime marin épicontinental prédomine ; il est caractérisé, tantôt par une sédimentation argileuse ou détritique, tantôt par des dépôts calcaires littoraux, voire récifaux ou péri-récifaux. La région de Quingey connaît de longues périodes de stabilité, interrompues à certains moments par des mouvements épirogéniques et des ondulations du fond de la mer. Ces déformations se traduisent par des dépôts transgressifs ou régressifs et des variations de faciès et d'épaisseur des couches. Elles sont le signe d'une certaine instabilité de la plate-forme jurassienne. Ainsi le Bajocien récifal qui apparaît dans la moitié occidentale de la feuille, les surfaces durcies, tarudées et les stratifications entrecroisées observées dans le Dogger, sont sans doute liés à une ride longitudinale parsemée de hauts-fonds et à une grande turbulence des eaux. Ces bombements préfigurent la zone des faisceaux. En revanche, les dépôts terrigènes marneux qui envahissent la série à certaines périodes (Callovien, *Argovo-Rauracien*, ...) témoignent d'une subsidence plus active du soubassement et peut-être de déformations posthumes.

Le Jurassique terminal sera marqué par des alternances marines lagunaires ou lacustres et une tendance à l'émergence dès la fin du Portlandien. La mer quitte la région au Purbeckien. Son retour au Crétacé (Albien) n'a laissé de traces qu'en un seul endroit, au Nord-Ouest de la feuille. Ailleurs, aucun autre témoin ne subsiste, soit que le reste de la région ait été effectivement épargné par la transgression crétacée, soit que l'érosion en ait fait disparaître les dépôts. Après cette brève incursion, la mer abandonne définitivement le Jura externe et le territoire couvert par la feuille Quingey.

**Les temps tertiaires** sont dominés par une série d'événements complexes au cours desquels interfèrent des phases de déformations et des périodes d'érosion dans un pays soumis à des variations climatiques importantes. Ainsi s'élabore une morphologie jurassienne typique.

L'histoire continentale commence à la fin du Crétacé et se poursuit durant tout le Cénozoïque.

A l'Éocène, la région de Quingey était exondée et les produits d'altération de la surface d'une grande pénéplaine qui s'étendait sur le Jura externe se sont accumulés sous forme de pisolithes ferrugineuses et d'argiles. Ce sidérolithique est d'ailleurs rarement conservé tel quel et a subi des remaniements ultérieurs. Aucun indice d'activité tectonique notable n'a pu être nettement mis en évidence à cette époque sur la présente feuille bien que des déformations de faible amplitude aient été signalées au droit de l'anticlinal de Saint-Benoît, sur le versant occidental de la Furieuse (à la limite de la feuille Salins) où des poudingues probablement oligocènes seraient discordants sur différents niveaux du Jurassique supérieur.

A l'Oligocène, une phase de distension accompagnée de fractures sub-verticales affecte la région de Quingey. Ces failles sub-méridiennes et NE-SW disloquent la plate-forme jurassienne et la découpent en compartiments dénivelés vers le Sud-Est.

Il convient de rappeler ici que, dans un cadre beaucoup plus général, l'hypothèse de glissements dirigés du Nord vers le Sud, du Jurassique à l'Oligocène, et de plissements de la couverture anté-miocène a été avancée (M. Dreyfuss). Par ce mécanisme, le Jura septentrional aurait été le siège d'une puissante accumulation de sédiments plastiques (Trias en particulier) qui auraient pu ensuite être refoulés le long des déchirures radiales au moment des mouvements de serrage miocènes (cas de la remontée du Trias-Lias de l'écaille de la Picotte, en bordure de la faille de Cessey).

Au Miocène inférieur et moyen, l'ensemble de la région, déformé par le jeu des accidents cassants oligocènes, est alors soumis à une érosion intense qui tend à niveler les compartiments. Un vaste glacis, incliné vers le Sud, se dessine. Sa surface est parsemée de chailles anguleuses résultant de remaniement sur place des éléments siliceux les plus résistants (*Argovien*) et reçoit également du matériel détritique (quartzite) d'origine vosgienne. Elle constitue la surface d'Ornans (fig. 2), bien

développée à l'Est de la feuille Quingey. La mer miocène transgressive vers le Nord emprunte la dépression helvétique et reçoit les eaux chargées des produits du démantèlement qui balayent la surface d'Ornans. La mer molassique contourne vers le Sud le Jura septentrional et occupe la dépression bressane mais n'atteint pas les limites de la forêt de Chau. La période anté-pontienne est marquée par le soulèvement du Jura interne qui entraîne quelques déformations de la surface d'Ornans à l'emplacement des faisceaux (synclinal du bois de Buhin, au Nord de Pointvillers, parallèle au talus de raccordement, et surface inférieure qu'il induit morphologiquement sans l'affecter). La surrection du Haut-Jura a également eu pour conséquence de provoquer le basculement vers l'Ouest de la surface d'Ornans. Le drainage dégage en contrebas de celle-ci et plus à l'Ouest, la surface de Montrond, dite encore surface pontienne, qui est souvent tapissée de galets siliceux et de chailles arrondies remaniées, emballés dans de l'argile (Rj).

Les deux surfaces cycliques auxquelles correspondent les deux gradins indiqués sont bien individualisées sur la feuille Quingey dans la zone des plateaux. La surface d'Ornans atteint, au Nord, des cotes comprises entre +450 et +550 et se relève progressivement au-delà de +700 vers le Sud, entre Amancey et Déservillers. La surface de Montrond, par contre, *plafonne* à des altitudes de 300 à 400 m en moyenne. Le talus de raccordement présente des dénivellations variables pouvant atteindre 50 m ; il a un tracé sinueux et suit sommairement une ligne passant par Courcelles, Palantine, Rouhé, Rurey, Epeugney et Tarcenay (fig. 2).

Beaucoup d'accidents oligocènes du plateau ne perturbent pas les surfaces d'Ornans et de Montrond, ni leur raccordement, et n'ont pas joué à la faveur des déformations ultérieures (failles de Rouhé, Courcelles, etc.). Par contre, les failles des faisceaux sont fréquemment déformées, bien qu'il s'agisse souvent à l'origine de fractures oligocènes. Les unités structurales qu'elles engendrent ne présentent plus que des traces déformées des surfaces antérieures.

L'âge relatif des surfaces d'érosion et leur position par rapport à l'orogénèse paroxysmale ne sont d'ailleurs pas encore clairement établis. Selon A. Caire, deux surfaces d'érosion encadrent la tectogenèse tangentielle pontienne : l'une anté-pontienne ou éogène est recouverte par l'allochtone salinois à la limite nord de la feuille Salins ; l'autre, post-tectonique, ponto-pliocène, comprend un gradin supérieur (surface d'Ornans) et un gradin inférieur (surface de Lons-le-Saunier) ; le basculement et le changement du drainage se situeraient dans l'intervalle de temps compris entre le façonnement de ces deux gradins.

Quoi qu'il en soit, la phase tectonique majeure observée sur la feuille Quingey, comme dans d'autres régions du Jura externe, est fini-miocène. Elle déclenche, au niveau des faisceaux, le rejeu des failles qui, sous l'action des contraintes tangentielles, se déforment en failles-plies chevauchantes, et entraînent des cisaillement et décrochements des compartiments déplacés. Elle accentue également le décollement et le glissement de la couverture vers l'Ouest.

La phase tangentielle fini-miocène a bénéficié de facilités pré-tectoniques par suite de la présence des surfaces d'érosion antérieures qui ont créé des discontinuités mécaniques au niveau des terrains plastiques et favorisé le déplacement sur ces surfaces aplanies (failles d'Ivrey-Cessey, de Vorges et de Montmahoux).

Au Pliocène, la bordure occidentale déprimée de la région de Quingey commence à recevoir les épandages conglomératiques du Rhin-Doubs ainsi que les produits de l'érosion fluviale résultant du démantèlement des surfaces précédentes après les déformations fini-miocènes. En effet, durant le Pliocène, les faisceaux qui portent sur leur dos les traces d'aplanissements constituent encore des reliefs et l'ensemble de la région se soulève tandis que les vallées s'encaissent dans les plateaux. Ce rajeunissement est parfois en relation avec un certain diapirisme des terrains triasiques.

**L'époque récente** est marquée par le dégagement progressif du modelé morphologique actuel. Les produits détritiques continuent de combler le bassin tertiaire de la forêt de Chau.

Bien que les glaciations quaternaires semblent n'avoir eu qu'une faible influence sur ce territoire, les dépôts fluvio-glaciaires (FG) à éléments calcaires d'origine locale remaniés dans les alluvions de la Loue, indiquent l'existence toute proche de moraines de vallées en amont. Certains blocs erratiques isolés, d'origine métamorphique lointaine, ont peut-être été également transportés par d'anciens glaciers de plateau qui couvraient le Haut-Jura durant la première période de glaciation. Mais d'autres mécanismes de transport peuvent être invoqués.

Les terrasses alluviales qui soulignent les stades de creusement des vallées sont étagées sur les rives de la Loue et du Doubs. Elles portent les marques d'altérations périglaciaires et renferment parfois des galets grésio-quartzitiques hérités d'anciennes surfaces pontiennes. La formation des tabliers de groise sur les versants des vallées est probablement contemporaine des épisodes interglaciaires, tandis que les limons (LP) de la forêt de Chau sont des dépôts mixtes qui ont commencé à se former dès la fin du Tertiaire.

Le réseau hydrographique, mis en place au Pliocène, évolue durant le Quaternaire. La région de Quingey subit encore à cette époque des déformations d'ensemble dont les étapes et les processus ne sont pas encore élucidés. Le plateau, déjà entaillé par les rivières qui creusent de profondes reculées, voit son drainage superficiel se modifier. Les cours d'eau anciens dont les débits sont trop faibles se perdent dans des réseaux souterrains très complexes et circulent en profondeur. Ils laissent en surface des vallées séniles où les eaux s'engouffrent dans des avens profonds. Le creusement de nombreuses cavités souterraines, dans les roches calcaires, qui accompagne ce processus karstique, a débuté avant les glaciations quaternaires, comme en témoignent les dépôts glaciaires varvés trouvés dans le gouffre de la Baume des Crêtes, au Sud de Déservillers.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

Les eaux souterraines ou de surface sont exploitées pour la desserte en eau potable des collectivités.

Les sources du plateau qui alimentent les villages sont pour la plupart captées à la base du *Rauracien* ou du *Kimméridgien*. Dans les vallées, c'est le *Bajocien* et le *Callovien* qui constituent les réservoirs naturels les plus intéressants. Mais comme ces sources sont très souvent en relation avec des réseaux karstiques étendus, leur eaux sont sujettes à des contaminations parfois d'origine lointaine et doivent être traitées avant distribution.

Les localités situées dans la basse vallée de la Loue (à partir de Quingey) et sur les rives du Doubs peuvent être alimentées par des puits aux alluvions, lorsque celles-ci ont une étendue, une épaisseur et une porosité suffisantes. Ces eaux sont de meilleure qualité mais les débits sont faibles.

Les eaux superficielles ne peuvent être utilisées que dans des domaines restreints, là où les cours d'eau sont éloignés des lieux de pollution et ne sont pas tributaires de résurgences ou d'exurgences suspectes. C'est ainsi qu'une partie des eaux de la Loue, captées et traitées en aval de Chenecey, sert à l'alimentation de la ville de Besançon.

### RESSOURCES MINÉRALES

**Sables et graviers.** Ils sont extraits épisodiquement des alluvions (Fz) pour les besoins locaux du bâtiment, dans la vallée de la Loue. La seule nappe alluviale importante se situe dans le méandre du Doubs, au Sud d'Oselle, où se trouve une carrière exploitée industriellement.

Les sables albiens (n7) ont été utilisés autrefois pour la fabrication des moules de fonderie dans la région.

**Matériaux calcaires de construction et d'empierrement.** La plupart des anciennes carrières de pierre de construction (moellons) sont abandonnées ; quelques-unes sont réouvertes temporairement pour la réparation des vieilles demeures. Les roches les plus fréquemment employées sont les calcaires jurassiques (j1c, j2, j6 j7a, j8). Les plaquettes de *Dalle nacrée* (j3a) ont servi, il y a très longtemps, à recouvrir les toits des maisons et des granges.

Les calcaires compacts et oolithiques (j1c, j2, j3a, j6, j8) concassés fournissent des ballasts et matériaux d'empierrement et peuvent également servir à la confection d'agglomérats routiers (RN 473, au Nord de Cléron). La groise est recherchée pour la fabrication des bétons et des mortiers. Elle est aussi quelquefois utilisée comme revêtement des chemins ruraux.

**Marnes.** Les marnes oxfordiennes (j4) ont été extraites encore récemment pour la fabrication des tuiles (tuilerie au Sud de Tarcenay, en bordure de la RN 67). Quelques marnières exploitées pour l'amendement des terres ont été ouvertes dans les formations liasiques (l4-6, l7-8) et jurassiques (j2M, j4).

**Minerai de fer.** Les exploitations aujourd'hui abandonnées, ont intéressé principalement l'oolithe ferrugineuse de l'Aalénien supérieur (ljc). Le minerai de fer était extrait souterrainement (moulin Caillet au Sud-Est de Vorges, Abbans-dessus) ou à ciel ouvert.

Un autre niveau oolithique ferrugineux, au sommet de l'*Argovien* (jsb), a été autrefois exploité dans la région de Goux-sous-Landet, Rouhé et Cusey-sur-Lison. Le minerai était traité sur place (forges de Châtillon, Chenecey-Buillon et Quingey) en utilisant l'énergie motrice de la Loue ; le combustible était fourni par les forêts voisines.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements et en particulier des itinéraires (itin. 1, 2 et 3) dans le Guide géologique régional **Jura** (1975) par P. Chauve et *al.*, Masson et Cie, Editeurs.

### INDEX BIBLIOGRAPHIQUE

Les quelques ouvrages récents qui figurent dans cette liste sommaire s'ajoutent aux documents publiés ou inédits mentionnés en marge de la feuille. Les plus généraux intéressent l'ensemble du Jura ; les plus locaux renferment une bibliographie détaillée à laquelle le lecteur pourra se référer, notamment pour les travaux anciens.

AUBERT D. (1959) — Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat.*, vol. 12, f. 4, n° 76, p. 93-152.

BONTE A. et CELET P. (1954) — Observations géologiques dans la région de Cléron (Doubs). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n°241, p. 117-121.

BONTE A. et GOGUEL J. (1951) — Une interprétation tectonique de la zone du Vignoble. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. 1, p. 798-803.

- CAIRE A. (1955) — Sur l'évolution de la partie méridionale du compartiment de Quingey (Jura). *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs*, n° 59, p. 25-33.
- CAIRE A. (1960) — Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes. *Livre Mém. P. Fallot, Mém. h.s. Soc. géol. Fr.*, t. II, p. 105-158.
- CELET P. (1955) — Partie méridionale du faisceau de Quingey. Région de la Chapelle—By—lvrey (feuille Quingey à 1/50 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 53, n° 246, p. 77-85.
- CHAUVE P. (1975) — Jura. *Guides géol. régionaux*, Masson et Cie, Ed., 216 p.
- CONTINI D. (1970) — L'Aalénien et le Bajocien du Jura franc-comtois. Th. Sc. Besançon. *Ann. Sc. Univ. Besançon*, Géologie, 3ème sér., fasc. II.
- DREYFUSS M. (1954) — Le Jura dans les mers du Jurassique supérieur. Essai sur la sédimentation et la paléogéographie dans leurs rapports avec les déformations. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. 33, n° 69.
- DREYFUSS M. (1955) — Les déformations miocènes du Jura ont-elles été précédées de glissements? *Ann. Sc. Univ. Besançon*, Géol., 3ème série, n° 1, p. 63-66.
- DREYFUSS M. (1960) — Présence d'un minerai de fer argovien à Goux-sous-Landet près de Quingey (Doubs). *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs.*, n° 62, fasc. 4.
- DREYFUSS M., THÉOBALD N. et THIÉBAUT J. (1962) — Vue d'ensemble sur le Jura Franc-Comtois et sur la retombée méridionale des Vosges. *Ann. Sc. Univ. Besançon*, 2ème sér., Géol., fasc. 16, p. 93-112.
- ENAY R. (1966) — L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. Th. Sc. Lyon. *Nelle Arch. Mus. Hist. nat. Lyon*, fasc. VIII, t. I et II, 624 p.
- GLANGEAUD L. (1949) — Les caractères structuraux du Jura. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), t. XIX, p. 669-688.
- GLANGEAUD L. et al. (1951) — Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans le Jura. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), t. I, p. 765-972.
- GUILLAUME S. (1966) — Le Crétacé du Jura français. Th. Sc. Paris, *Bull. B.R.G.M.*, 1966, n°s 1, 2 et 3, 1967, n° 1.
- MATTAUER M. (1955) — Quelques précisions sur l'évolution morphotectonique du faisceau bisontin. *Ann. Sc. Univ. Besançon*, 2ème sér., Géol., fasc. 3, p. 31-35.
- THÉOBALD N. (1957) — Documents nouveaux sur l'extension des différentes zones à Ammonites d'âge Callovien dans le Jura septentrional. *Ann. Sc. Univ. Besançon*, 2ème sér., Géol., fasc. 7, p. 22-40.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive

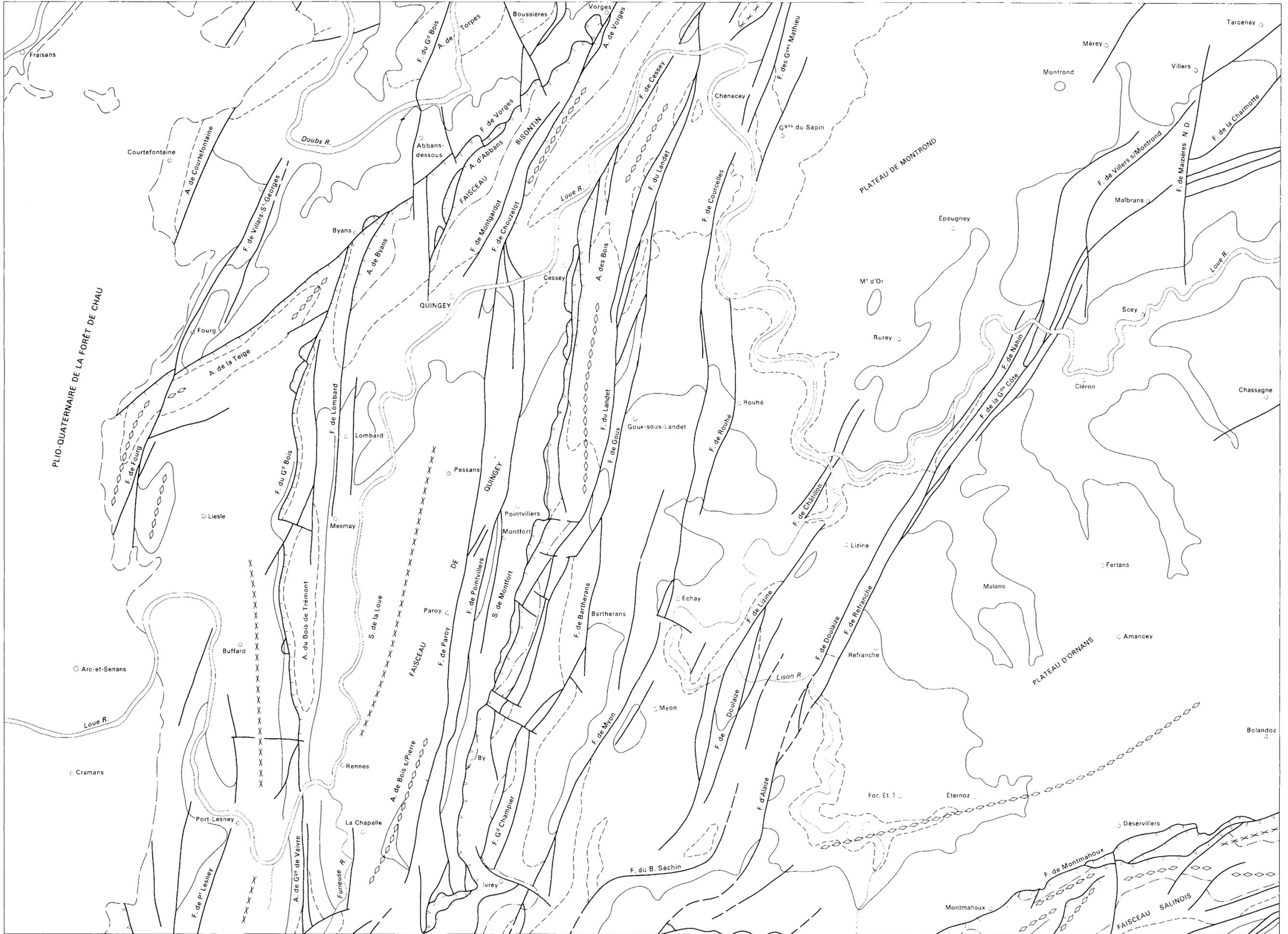
régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés, soit au S.G.R. Jura-Alpes, 43 boulevard du 11 Novembre, B.P. 6083, 69604 – Villeurbanne– Croix-Luizet, soit au B.R.G.M., 17-19 rue de la Croix-Nivert, 75015 – Paris.

#### AUTEUR

Cette notice a été rédigée par Paul CELET, professeur à l'université des sciences et techniques de Lille.

Décembre 1975

Fig. 1 – Carte structurale schématique



Horizons repères

- Aalénien supérieur (ljc)
- Sommet de la Grande oolithe (j1c)
- Oxfordien, faciès "argovien"

- Limite du Pliocène de la Forêt de Chau
- ◇◇◇◇◇ Axe anticlinal
- ××××× Axe synclinal

- Chevauchement
- Faille inverse
- Faille normale et décrochement

