



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

ÉPINAC

par

P. CHÈVREMONT, C. RÉMOND, P. MARTEAU,
L. CLOZIER, D. THIÉBLEMONT,
D. JAUFFRET, F. BUGNON, J.-P. THÉVENOT

ÉPINAC

La carte géologique à 1/50 000
ÉPINAC est recouverte par les
coupures suivantes de la Carte
géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : CHATEAU CHINON (N° 124)
à l'est : BEAUNE (N° 125)

Saulieu	Pouilly- en-Auxois	Gevrey- Chambertin
Lucenay- L'Evêque	ÉPINAC	Beaune
Autun	Le Creusot	Chagny

MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,
DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE
MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

B. P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
ÉPINAC À 1/50 000**

par

**P. CHÈVREMONT, C. RÉMOND, P. MARTEAU, L. CLOZIER,
D. THIÉBLEMONT, D. JAUFFRET, F. BUGNON, J.-P. THÉVENOT**

**avec la collaboration de
P. BUVOT, L. COUREL, D. MARCHAND,
J. SALOMON, J. THIERRY**

**et la participation de
H. TINTANT, J. CHRÉTIEN, G. GAND
P. NECTOUX, G. PACAUD**

1999

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : RÉMOND C., CHÈVREMONT P., MARTEAU P., FEYS R., CLOZIER L. (1999) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Épinac (525). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. Rémond et al. (1999), 188 p.

– *pour la notice* : CHÈVREMONT P., RÉMOND C., MARTEAU P., CLOZIER L., THIÉBLEMONT D., JAUFFRET D., BUGNON F., THÉVENOT J.-P. (1999) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), Épinac (525). Orléans : BRGM, 188 p. Carte géologique par Rémond et al. (1999).

© BRGM, 2000. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1525-X

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ - ABSTRACT	7
INTRODUCTION	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	13
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	17
DESCRIPTION DES TERRAINS	21
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ANTÉ-DINANTIENNES</i>	21
<i>FORMATIONS DINANTIENNES NON MÉTAMORPHISÉES</i>	22
Tournaisien-Viséen	23
Viséen supérieur	26
<i>FORMATIONS DINANTIENNES MÉTAMORPHISÉES AU CONTACT D'UN GRANITE INTRUSIF</i>	34
<i>INTRUSIONS MAGMATIQUES DU CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR</i>	37
Roches plutoniques en massifs intrusifs dans les formations dinantiennes	37
Roches subvolcaniques tardives du Carbonifère supérieur	42
<i>FORMATIONS SILICEUSES AU SEIN DU SOCLE ANTÉ-STÉPHANIEN</i>	45
<i>FORMATIONS STÉPHANO-AUTUNIENNES</i>	47
Shoshonites supposées stéphaniennes	47
Bassin stéphanien d'Épinac	49
Bassin permien d'Autun	50
<i>FORMATIONS MÉSOZOÏQUES</i>	53
Trias moyen-supérieur et Lias inférieur	54
Jurassique inférieur	65
Jurassique moyen	78
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES CÉNOZOÏQUES</i>	94
Formations de plateaux	94
Formations de vallées	102
Dépôts anthropiques	107
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	107
<i>TERRAINS ANTÉ-DINANTIENS</i>	108
<i>FORMATIONS DINANTIENNES</i>	109

<i>GRANITOÏDES INTRUSIFS DANS LES FORMATIONS DINANTIENNES</i>	117
<i>SHOSHONITES SUPPOSÉES STÉPHANIENNES</i>	119
<i>BASSIN STÉPHANIEN D'ÉPINAC</i>	120
<i>BASSIN PERMIEN D'AUTUN</i>	120
<i>COUVERTURE SÉDIMENTAIRE MÉSOZOÏQUE</i>	121
<i>ALTÉRATIONS DU SOCLE SOUS LA COUVERTURE MÉSOZOÏQUE</i>	126
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES TERTIAIRES ET QUATERNAIRES</i>	129
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	130
<i>ÉVÈNEMENTS ANTÉ-VARISQUES</i>	130
<i>OROGENÈSE VARISQUE (OU HERCYNIENNE)</i>	130
<i>ÉVÈNEMENTS MÉSOZOÏQUES</i>	135
<i>ÉVÈNEMENTS CÉNOZOÏQUES</i>	138
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	144
<i>OCCUPATION DU SOL ET SYNTHÈSE PAYSAGÈRE</i>	144
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	148
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	156
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	159
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	163
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	163
<i>ITINÉRAIRES</i>	165
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	171
AUTEURS	180

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Situation géographique et géologique de la feuille Épinac	12
Fig. 2 - Position du socle varisque de la feuille Épinac dans la partie nord-est du Massif central	15
Fig. 3 - Situation de la feuille Épinac dans le champ de failles tertiaires horst morvandiau – fossé bressan	18
Fig. 4 - Coupe géologique le long d'un ruisseau du bois de Narvau	38
Fig. 5 - Coupe d'un petit grattage à l'Est de Molinot	38
Fig. 6 - Coupe d'un talus à l'Est de la gare d'Épinac, montrant la base renversée du Stéphaniens	38
Fig. 7 - Coupe stratigraphique du Carbonifère et du Permien du bassin d'Autun et Épinac	(hors texte)
Fig. 8 - Log stratigraphique du Mésozoïque de la région d'Épinac	(hors texte)
Fig. 9 - Datation des terrains liasiens et bajociens de la feuille Épinac. Indices biostratigraphiques	(hors texte)
Fig. 10 - Diagramme SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ pour les roches volcaniques de la feuille Épinac	110
Fig. 11 - Diagramme $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ pour les roches volcaniques et plutoniques de la feuille Épinac	113
Fig. 12 - Diagramme SiO_2 vs. FeO_t/MgO pour les roches volcaniques de la feuille Épinac et le granite de Luzy	113
Fig. 13 - Spectres des terres rares normés aux chondrites pour les tufs et microgranites viséen supérieur, le granite de Luzy et le basalte stéphaniens de la feuille Épinac	114
Fig. 14 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial pour les tufs et microgranites viséen supérieur, le granite de Luzy et le basalte stéphaniens de la feuille Épinac	114
Fig. 15 - Diagramme $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ pour les gneiss anté-dévonien du Morvan	115
Fig. 16 - Diagramme P – Q pour les roches volcaniques et plutoniques de la feuille Épinac	115
Fig. 17 - Spectres de terres rares normés aux chondrites pour les granites de Luzy et de Mesvres et un microgranite tardif	116
Fig. 18 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial, pour les granites de Luzy et de Mesvres et un microgranite tardif	116
Fig. 19 - Modèle d'évolution géodynamique du nord-est du Massif central, du Silurien au Tournaisien	133
Fig. 20 - Carte structurale : surface post-hercynienne et gradins de failles tertiaires	(hors-texte)
Fig. 21 - Itinéraires de découverte géologique	166

LISTE DES TABLEAUX (en annexe)

Tabl. 1 - Analyses chimiques de roches subvolcaniques du Viséen supérieur	183
Tabl. 2 - Analyses chimiques de granites varisques intrusifs	184
Tabl. 3 - Analyses chimiques de roches magmatiques paléozoïques fraîches et altérées	185
Tabl. 4 - Localisation des gîtes et indices minéraux de la feuille Épinac	186
Tabl. 5 - Caractéristiques des gîtes et indices minéraux de la feuille Épinac	187

RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Épinac se situe en bordure nord-est du Massif central. L'entité affleurante la plus ancienne, le socle anté-stéphanien, n'est entièrement découverte que dans la partie la plus occidentale de la carte. Au Sud-Ouest ce socle est recouvert en discordance par trois lambeaux de shoshonites à affinité lamprophyrique, constituant les vestiges de coulées « basaltiques », ainsi que par les dépôts sédimentaires détritiques du Stéphanien moyen du petit bassin houiller d'Épinac (sous-ensemble du bassin d'Autun), eux-mêmes recouverts en discordance angulaire par les dépôts sédimentaires détritiques du Permien inférieur (Autunien) qui constituent le remplissage principal du bassin d'Autun. Cet ensemble de terrains datés du Carbonifère au Permien, est séparé par une nouvelle discordance angulaire, de la couverture sédimentaire mésozoïque qui constitue la majeure partie des terrains affleurants.

Le Tournaisien-Viséen inférieur (Carbonifère inférieur) n'est représenté que par des conglomérats, siltites et tufs (rhyo)dacitiques qui ont subi un métamorphisme thermique lors de l'intrusion d'un granite porphyroïde à biotite, situé dans le prolongement nord-est du batholite de Luzy, qui comprend le granite de Grury daté à 348 ± 6 Ma par U-Pb sur zircon et uraninite.

Au Viséen supérieur, une intense activité volcanique, essentiellement aérienne, a produit des tufs soudés et des ignimbrites dacitiques à rhyodacitiques et quelques coulées de laves. Elle a été accompagnée de la mise en place polyphasée d'intrusions subvolcaniques de microgranites, à mésostase granophyrique ou non, et de granites, plus rares. Cet ensemble de roches volcaniques à subvolcaniques possède un chimisme intermédiaire entre les lignées peralumineuse et shoshonitique et provient de la fusion partielle de matériaux crustaux de composition analogue à celle des gneiss du bâti métamorphique qui affleure sur le territoire des feuilles Le Creusot et Autun. Avec ses intercalations de siltites, grès et rares conglomérats, cet ensemble viséen constitue la majeure partie des terrains carbonifères de la feuille Épinac.

Ces terrains du Carbonifère inférieur ont été modérément déformés en plis ouverts, sans schistosité, lors de la phase orogénique du Carbonifère moyen, donnant la structure du faisceau volcano-sédimentaire du Morvan dont la fermeture nord-est se trouve sur les feuilles Épinac et Pouilly-en-Auxois. Durant cette structuration se sont mises en place des intrusions magmatiques : leucogranite à deux micas, d'affinité peralumineuse à tendance subalcaline, et microgranites porphyriques à chimisme subalcalin potassique. Ces intrusions ont provoqué dans les formations viséennes un métamorphisme de contact se traduisant par des cornéennes et des schistes tachetés. La fin de cet épisode plutonique à subvolcanique est encore très mal datée.

Les coulées de « basaltes » shoshonitiques à affinité lamprophyrique, dont il reste trois petits gisements sur la feuille Épinac et un sur la feuille Lucenay-l'Évêque, en bordure nord du bassin d'Autun, pourraient dater du Stéphanien.

Lors des compressions tardivarisques du Stéphanien, le bassin houiller d'Épinac s'est mis en place dans une structure d'effondrement approximativement N-S, puis a été plissé et fracturé. Il est recouvert en discordance angulaire par les dépôts détritiques permien, à intercalations de schistes bitumineux, du bassin d'Autun mis en place lors de la distension N-S qui a suivi la dernière phase de compression stéphanienne.

La chaîne de montagne formée lors de l'orogénèse varisque (hercynienne) a été fortement érodée à la fin de l'ère Primaire et au début de l'ère Secondaire. À partir du Trias moyen ou supérieur, il y a environ 230 Ma, la mer germanique a très lentement envahi la « pénéplaine hercynienne ».

Au Trias, se sont d'abord déposés des sables et vases lagunaires, puis des grès, argillites et marnes ; enfin, des formations carbonatées (calcaires et dolomies) avec une faune marine sont apparues progressivement tandis qu'au Sud-Est se développaient des dépôts argileux gypsifères. Au Jurassique, les conditions marines se sont affirmées et généralisées. Au début (Lias), la sédimentation carbonatée a alterné avec une sédimentation vaseuse, ce qui a donné une série de 110 à 130 m de puissance, constituée d'épaisses couches argilo-marneuses et de quelques bancs calcaires interstratifiés. Puis, au Jurassique moyen, s'est édifiée une plate-forme carbonatée de mer chaude et peu profonde, soit plus de 160 m de calcaires variés, essentiellement formés par des débris de faune marine, ses constructions (édifices coralliens ou « polypiers »), et divers produits calcaires de précipitation physico-chimique et biochimique en milieu agité (oolites...) ou calme (boues carbonatées ou micrites). Au Jurassique supérieur et au Crétacé, la sédimentation marine s'est poursuivie, mais il n'en reste aucun témoin sur le territoire de la feuille en raison de l'émersion de la Bourgogne au Cénozoïque et de l'érosion tertiaire et quaternaire qui en résulte.

Au Tertiaire puis au Quaternaire, les contrecoups de la tectonique alpine en Bourgogne ont cassé, soulevé, érodé et mis à jour le socle morvandiau jusque là complètement masqué sous les dépôts carbonatés des mers jurassique et crétacée.

Immédiatement sous la discordance du Trias, toutes les entités du socle anté-stéphanien ont été affectées par d'importants phénomènes d'altération : silicification, adularisation, ferruginisation... Ces altérations ont fortement modifié la texture et la composition minéralogique des roches, sur une épaisseur variable, difficile à estimer sans sondages, sauf dans le cas exceptionnel

de la carrière du Pont-de-Colonne, où les gradins permettent de descendre à une cinquantaine de mètres sous la discordance et montrer que l'intensité de l'altération est surtout liée à la densité de fracturation.

Comme l'indiquait l'ancien nom d'Épinac-les-Mines, le territoire de la feuille Épinac a fait l'objet de nombreuses exploitations minières : charbon du petit bassin stéphanien d'Épinac, schistes bitumineux de la partie nord du bassin permien d'Autun, gypse de la formation argileuse triasique d'Ivry-en-Montagne, fer des calcaires limonitiques à oolites ferrugineuses de l'Hettangien, phosphates du Lotharingien, fluorine dans les filons de quartz de Maine mis en place au Lias dans un encaissant de tufs viséens.

ABSTRACT

The Epinac 1:50,000-scale map area is located on the northeast margin of the French Massif Central and thus includes predominantly Mesozoic sedimentary deposits, overlying with a major unconformity Carboniferous formations and the northern part of the Permian Autun basin.

During the Variscan (or Hercynian) orogeny, the geological evolution of this region, which forms part of the axial zone of the Variscan Belt, began between the Silurian and the Early Devonian (410 to 375 Ma) with tectono-metamorphic events giving a foliated and folded crystalline basement outcropping to the south of the Epinac town. The Devonian-Early Carboniferous (Dinantian) deposits overlying this basement are folded and intruded by granites and microgranites, but neither metamorphosed nor schistosed.

The Tournaisian to early Visean volcano-sedimentary formation is only present in a small area to the east of Epinac where it displays a thermal metamorphism at the contact of an intrusive subalkaline potassic porphyroid biotite-granite, probably related to the Luzy batholite (348 ± 6 Ma). In return the late Visean rocks form the main part of the outcropping Carboniferous terrains. They consist of 1) dacitic to rhyodacitic welded ignimbrite and subordinate lava, due to an intense, essentially sub-aerial volcanic activity, 2) intercalated detritic sedimentary rocks and 3) polyphase subvolcanic intrusions made of microgranite, granophyric or not, and subordinate granite.

The Early Carboniferous formations were folded during the Sudete (Middle Carboniferous) tectonic phase, resulting in the present structure of the volcano-sedimentary belt of Morvan. During the creation of this structural feature, peraluminous two mica leucogranite (with a subalkaline tendency) and subalkaline microgranite were intruded. These plutonic to subvolcanic intrusions gave rise to a contact metamorphism within the previous volcanic and sedimentary rocks.

Shoshonitic lava flows occurred on the northern margin of the Autun basin, probably in Stephanian. In Middle Stephanian the small Epinac coal basin was emplaced and then folded and faulted before deposit of the Early Permian clastic and organic sediments which filled gradually the intra-mountainous Autun lake during a distension phase. This Autunian formation contains several layers of so-called bituminous schist.

The Variscan mountain belt has been strongly eroded at the end of Paleozoic and the beginning of Mesozoic. In the Middle or Upper Triassic, about 230 Ma ago, the German sea has slowly invaded the « Hercynian peneplain ».

Triassic deposits consist of 1) lagoon sands and muds, 2) sandstones, argillites and marls, 3) limestones and dolomites with marine fossils. The 110-130 m thick Lower Jurassic (Lias) sequence is made of thick argillite and marl strata and some limestone interbeds. The more than 160 m thick Middle Jurassic sequence consists of various limestones including coral-reef, oolitic and micritic types. Marine sedimentation continued in Upper Jurassic-Cretaceous, but the deposits have been completely eroded in Tertiary and Quaternary within the map area.

The Morvan basement was entirely covered by the carbonate Jurassic and Cretaceous sediments, before it was 1) uplifted and fractured as a consequence of the alpine orogeny and 2) eroded again in the areas where the erosion has already taken off the sedimentary cover. Uplift and erosion are still operating.

Immediately beneath the Triassic unconformity all the ante-Stephanian formations underwent important alteration phenomena such as silicification, adularisation, ferruginisation... These phenomena gave rise to important modifications of the texture and mineralogical composition of rocks up to a depth which depends of the fracturation intensity.

As indicated by the ancient name Epinac-les-Mines, numerous mines were established in the map area to extract Stephanian coal, Autunian « bituminous schists », Triassic gypsum, Hettangian iron, Lotharingian phosphates, and fluorite hosted by quartz veins emplaced during Liassic time within Upper Visean volcanic rocks.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Aux confins des deux départements de la Côte-d'Or (au Nord-Est) et de la Saône-et-Loire (au Sud-Ouest), la feuille Épinac couvre quatre régions naturelles (fig. 1) :

- le Morvan, à l'Ouest (A), extrémité nord-est du Massif central ;
- la Montagne de Côte-d'Or, à l'Est (D²) ;
- le bassin d'Autun au Sud (C¹) ;
- le pays d'Arnay, au centre (B³).

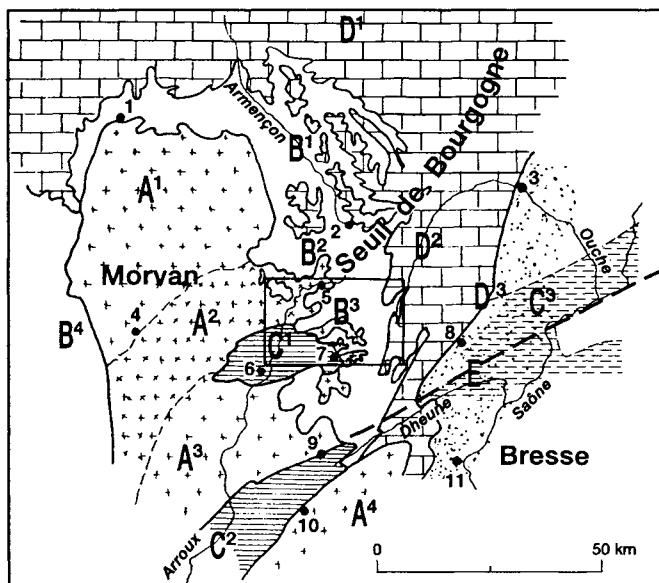
Le secteur ouest est celui de la retombée du Haut-Morvan (A²) qui se distingue du Morvan septentrional (A¹) et du massif de Luzy (A³) par sa haute altitude et la présence de formations volcano-sédimentaires dévono-dinantiennes. Plus à l'Ouest, le Morvan culmine à 901 m au Haut-Folin et les reliefs arrondis mais prononcés qui prolongent ce massif jusque dans le pays d'Arnay, évoluent encore entre 400 et 500 m d'altitude. Ces massifs forestiers, bocagers, humides, dominant de 50 à 100 m le fond des petites vallées verdoyantes et des rivières qui le sillonnent.

À l'Est, la Montagne fait partie des grands plateaux bourguignons qui forment également le Chatillonnais au Nord (D¹), ainsi que la Côte et l'Arrière-Côte à l'Est (D³). Plus à l'Est, ces plateaux dominent la plaine de la Saône (E) ou fossé bressan et culminent vers 500 ou 600 mètres. S'élevant entre les cotes 500 et 550 m, les buttes témoins de l'angle nord-est de la feuille et le haut plateau de Montceau-et-Écharnant, Ivry et Santosse, au Sud-Est, en partie boisés, en partie cultivés, mais arides, sont un prolongement de la Montagne.

Au Sud-Ouest, s'ouvre la dépression d'Autun-Épinac, où alternent prairies, grandes cultures et petits bois. La basse altitude (300 à 350 m), la forme ovoïde, l'encadrement montagneux, l'hydrographie relativement dense et convergente, justifient amplement cette appellation de bassin, dont une moitié environ est couverte par la feuille Épinac.

Quant au pays d'Arnay aux altitudes intermédiaires, il peut se définir comme le lieu de rencontre de ces trois domaines. C'est aussi le prolongement de l'Auxois (B¹) et de la Terre-Plaine (B²) qui avec le Bazois (B⁴) forment autour du Morvan une auréole de dépressions et bas-plateaux couverts par la prairie et la grande culture.

Étant donné que chacun de ces domaines a une géographie bien particulière, que cette spécificité est due à celle de leur sous-sol où des roches différentes s'associent et se relaient, le territoire de cette feuille est d'une grande variété paysagère.



Villes :

- 1 - Avallon ; 2 - Pouilly-en-Auxois ; 3 - Dijon ; 4 - Château-Chinon ;
- 5 - Arnay-le-Duc ; 6 - Autun ; 7 - Epinac ; 8 - Beaune ; 9 - Le Creusot ;
- 10 - Montceau-les-Mines ; 11 - Chalon-sur-Saône

Régions naturelles et géologiques :

A : Morvan : socle varisque (hercynien)

- A¹ - Nord-Morvan : granites, gneiss, laves stéphanienes de Montreuillon
- A² - Haut-Morvan : formations sédimentaires, volcaniques et subvolcaniques dévono-dinantiennes
- A³ - Massif granitique composite de Luzy
- A⁴ - Horst granito-gneissique du Charollais

B : Dépression argileuse péri-morvandelle, triasique et liasique

- B¹ - Auxois B³ - Pays d'Arnay
- B² - Terre-Plaine B⁴ - Bazois

C : Bassins permo-stéphanien, schisto-gréseux d'Autun (C¹) et de Blanzay (C²), caché profond de Bresse-Jura (C³)

D : Plateaux calcaires jurassiques de Bourgogne

- D¹ - Plateau du Châtillonnais
- D² - Montagne
- D³ - Côte et Arrière-Côte

E : Plaine de la Saône ou fossé tectonique tertiaire bressan :

- alluvions argilo-marneuses et sablo-graveleuses, fluvio-lacustres et fluviales

Fig. 1 - Situation géographique et géologique de la feuille Épinaç

Le réseau hydrographique est aussi l'un des facteurs de cette diversité. Affluent de la Loire, l'Arroux prend sa source à 415 m d'altitude sous Longecourt-les-Culètre, au Nord-Est d'Arnay-le-Duc, et s'écoule vers le bassin d'Autun dans lequel elle débouche à Igornay. Sur sa rive droite elle reçoit plusieurs ruisseaux venus des confins méridionaux de la Terre-Plaine et deux rivières : la Suze et le Trévoux, qui drainent la bordure morvandelle. En rive gauche, le ruisseau de Villeneuve-le-Breuil qui vient d'Aubigny-le-Château et celui de Lacanche, qui reçoit la Corcelles, drainent toute la zone centrale. Quant à la Drée, subséquente, elle coule d'abord sur la bordure du bassin, puis le long de la cuesta arquée qui s'en détache au Grand-Moloy.

Ce territoire appartient aussi au bassin de la Saône par l'Ouche qui draine les eaux superficielles du bas-plateau de Veilly, Écutigny et les eaux souterraines du karst de la Montagne et de son prolongement sur le territoire de la feuille.

À l'extrémité sud de ce plateau d'Ivry-en-Montagne, tombant en cascade dans le cirque du Bout-du-Monde, la Cosanne relie également le territoire à la Saône par la Dheune dans laquelle elle se jette.

Les deux villes principales sont deux chefs-lieux de canton : au Nord, Arnay-le-Duc en Côte-d'Or (21), et au Sud, Épinac, en Saône-et-Loire (71), qui comptaient respectivement environ 5 700 et 2 600 habitants en 1990. Le reste de la population étant dispersé en de nombreux villages et hameaux.

Très vallonné, le pays d'Arnay n'est pas, à proprement parler un grand couloir naturel de communication. Cependant, c'est un passage obligé que les grandes voies de communication empruntent depuis les Romains : Arnay-le-Duc est le lieu de passage d'une grande voie romaine qui mène à Autun, de la RN 81 qui relie la région dijonnaise et le Nord-Est de la France au Val-de-Loire et au Centre, de la RN 6 qui relie le bassin de Paris au couloir Saône-Rhône. Quant au TGV Paris-Lyon, il longe le Morvan sur sa bordure nord-est et rejoint la vallée de l'Arroux sur le territoire de la feuille pour profiter ensuite du bassin d'Autun.

Le Parc naturel régional du Morvan borde la carte Épinac juste à l'Ouest, sa limite orientale s'approchant très près de la feuille entre Barnay et Bard-le-Régulier.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL PRÉSENTATION DE LA CARTE

La grande diversité géographique du territoire de la feuille Épinac vient de son contexte géologique. Sa situation en bordure nord-est du Massif central induit :

- d’une part une lithologie très variée car les roches appartiennent à trois entités géologiques bien distinctes par l’âge, l’origine, la composition lithologique et la structure tectonique, comme le montrent la figure 1 et le schéma structural. Ces trois entités principales sont le socle anté-stéphanien, le bassin sédimentaire lacustre permo-stéphanien d’Autun–Épinac et la couverture sédimentaire marine mésozoïque ;
- d’autre part une tectonique cassante tertiaire, due aux contrecoups de la tectonique alpine en Bourgogne, expliquant le compartimentage du sous-sol et des paysages.

• **Le socle varisque** fait partie des zones morvandelles (A²) et (A³) (fig. 1). Il comprend :

- d’une part des formations sédimentaires, volcaniques et subvolcaniques d’âge dévono-dinantien (380 à 325 Ma), constituant l’extrémité nord-est du faisceau synclinal du Morvan qui s’étend jusque dans la région de Bourbon-Lancy au Sud-Ouest (fig. 2) ;

- d’autre part des intrusions de roches plutoniques à subvolcaniques, ayant localement développé un métamorphisme de contact dans les formations précédentes, et comprenant :

- . un granite porphyroïde à biotite, situé dans le prolongement nord-est du batholite composite de Luzy (fig. 1 et 2), au sein duquel le granite de Grury est daté à 348 ± 6 Ma par la méthode U-Pb sur zircon et uraninite (Supply, 1985) ;

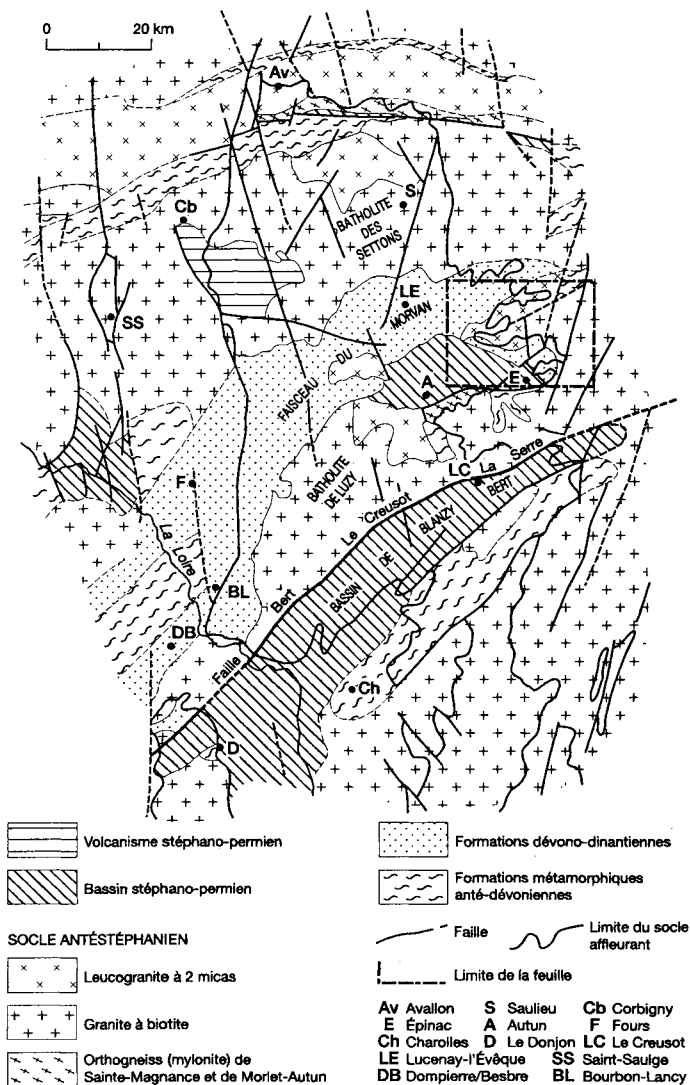
- . un leucogranite à deux micas, intrusif dans le granite porphyroïde, et d’âge probablement namuro-westphalien ;

- . des microgranites à biotite, en sills ou filons.

Les reliefs de la forêt de Buan ou de Barnay, ainsi que les versants raides des vallées de l’Arroux et de ses affluents sont dus à ces roches paléozoïques (primaires) très fracturées mais massives, plus ou moins dures et résistantes à l’érosion.

Des zones silicifiées et/ou potassifiées apparaissent fréquemment sous la base de la couverture sédimentaire mésozoïque. Cette altération se traduit par des modifications importantes de la texture et de la composition chimico-minéralogique des roches et a donc des conséquences non négligeables sur la potentialité métallogénique, la perméabilité, le potentiel agronomique des sols développés sur ces roches.

• **Le bassin permo-stéphanien d’Autun–Épinac** (C¹) fait partie d’un ensemble de bassins comparables, partiellement représenté sur les figures 1 et 2, qui va du Nord des Limagnes jusqu’au bassin caché sous la Bresse (C³), le long de décrochements WSW-ENE comme le linéament de Decize–Aloxe ou la faille de Bert–Le Creusot.



La structure du socle caché sous la couverture sédimentaire du Mésozoïque et du Cénozoïque est interprétée d'après les données des diverses prospections géophysiques et des sondages (Weber, 1975) et d'après la synthèse géologique du Sud-Est de la France (Debrand-Passard et al., 1984)

Fig. 2 - Position du socle varisque de la feuille Épinaç dans la partie nord-est du Massif central (d'après Delfour et al., 1995, modifié pour la feuille Épinaç)

Il apparaît dans la partie sud-ouest de la carte où il recouvre le socle anté-stéphanien ainsi que plusieurs petits lambeaux de shoshonites (trachybasaltes à trachyandésites basaltiques potassiques) à affinité lamprophyrique, situés sur sa bordure nord, qui seraient les vestiges de coulées datant du Stéphanien (Delfour *et al.*, 1995).

Le petit bassin d'Épinac est rempli de dépôts sédimentaires lacustres du Stéphanien moyen, comprenant :

- à la base la formation houillère d'Épinac qui n'affleure que sur une étroite bande nord-sud dans la partie orientale de la ville d'Épinac ;
- au-dessus la formation grés-conglomératique du mont Pelé qui occupe une surface affleurante plus importante.

Plissés et fracturés lors de la compression est-ouest du Stéphanien terminal, ces dépôts sont recouverts en discordance par les sédiments autuniens qui constituent l'essentiel du comblement du bassin d'Autun et se subdivisent en deux formations schisto-gréseuses. La formation inférieure comporte le faisceau houiller du Grand-Moloy et les schistes bitumineux d'Igornay et de Muse ; tandis que la formation supérieure renferme d'autres schistes bitumineux ainsi qu'une fine couche de boghead (charbon d'algue).

• **La couverture sédimentaire mésozoïque** (ou secondaire ; zones B et D) est due au dépôt de sédiments marins du Trias et du Jurassique, sur la surface d'érosion ou pénéplaine post-hercynienne qui biseaute le socle anté-stéphanien et les bassins stéphano-permiens que ce socle encastre.

Les roches de cette couverture sont d'abord d'origine lagunaire (base du Trias), puis franchement marines et s'étagent du Trias moyen au Jurassique moyen. Les témoins du Jurassique supérieur ne sont conservés que plus à l'Est (feuille Beaune) et au Nord-Est (feuille Gevrey-Chambertin) à la faveur des effondrements par failles.

Ces roches sont organisées en une série de couches dans laquelle alternent d'abord les grès, les argiles et les calcaires ou dolomies (Trias et Hettangien-Sinémurien) puis dominent les marnes et argiles (Lias moyen et supérieur) et enfin se succèdent des calcaires aux faciès multiples (Jurassique moyen). Soit 25 à 85 m de puissance pour le premier ensemble et 115 à 135 m pour le second, l'épaisseur croissant du Nord-Ouest au Sud-Est. Le troisième ensemble n'est complet – car préservé de l'érosion – qu'au Nord d'Oucherotte, en limite orientale de la feuille. Son épaisseur est d'environ 165 mètres. Étant donné que l'épaisseur de certaines couches varie, que l'ensemble est fréquemment dénivelé par failles et que la surface d'érosion actuelle tronque le tout, la couverture n'a que 160 m de puissance maximale dans la montagne de Bard, au Nord-Est, alors qu'elle atteint environ

330 à 350 m sous le plateau de Montceau-et-Écharnant ou au Nord d'Oucherotte, en limite de feuille. Entre ces deux secteurs, l'épaisseur de la couverture varie de 0 à 45 m dans le pays d'Arnay, atteint 80 m à Ivry-en-Montagne et reste supérieure à 50 m sur le bas plateau de Veilly-Saussey.

• **La tectonique tertiaire** (fig. 3) se traduit par un jeu structural en touches de piano et des champs de faille plus ou moins complexes, entre le horst du Morvan à l'Ouest et le fossé bressan à l'Est.

L'accident de Bard-le-Régulier (F¹) est d'extension régionale et limite le horst du Morvan (A). Il abaisse de plus de 100 m le socle à l'Est et fait apparaître au-dessus de Barnay, Menin-Thiroux et Bard-le-Régulier, entre les cotes 400 et 450 m, les restes de la couverture sédimentaire encore en partie préservée de l'érosion.

À l'autre extrémité de la feuille, apparaît un autre accident majeur, également subméri dien : la faille de Mâlain-Santosse (F²) ou accident tectonique de la limite Auxois (B)-Montagne (D²). Les couches sont abaissées de 100 à 275 m à l'Est, depuis le Seuil de Bourgogne jusqu'à Nolay.

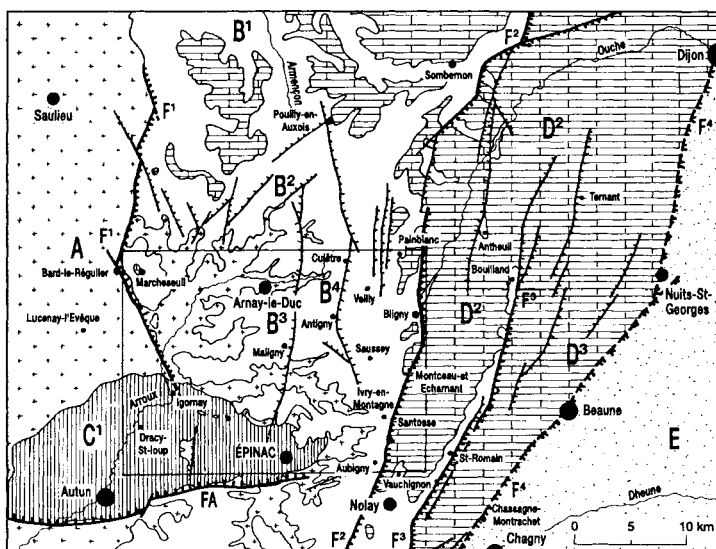
Deux autres accidents majeurs de même type (F³ et F⁴) abaissent encore fortement les terrains plus à l'Est : la faille de Saint-Romain (F³) et la faille bordière du fossé tectonique tertiaire bressan (F⁴).

TRAVAUX ANTÉRIEURS

La feuille Épinac à 1/50 000 est à cheval sur deux feuilles de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- à l'Ouest, Château-Chinon (feuille 124) qui a fait l'objet de trois éditions :
 - . 1888 par A. Michel-Lévy, C. Vélain et F. Delafond ;
 - . 1937 par A. Michel-Lévy et J. Goguel ;
 - . 1965 par H.G. Carrat, R. David, J. Despois, H. Sanselme, F. Wéber, R. Feys, P. Pruvost, L. Burnol, O. Horon, A. Lefavrais-Raymond, J. Lespine et J. Lhégu.
- à l'Est, Beaune (feuille 125) qui a également fait l'objet de trois éditions :
 - . 1888 par A. Michel-Lévy, L. Collot et F. Delafond ;
 - . 1942 par E. Chaput et R. Ciry ;
 - . 1963 par P. Rat et H. Tintant.

En dehors de l'environnement immédiat du gisement de fluorine de Maine, étudié dans la thèse de D. Joseph (1974), le socle anté-stéphanien de



- | | |
|---|--|
| <p></p> <p></p> <p></p> <p></p> <p></p> <p></p> | <p>A - Horst morvandiau : socle antéstéphanien soulevé à plus de 500 m d'altitude</p> <p>C¹ - Bassin permo-stéphanien d'Autun - Épincay encastré dans le socle</p> <p>B - Palier structural</p> <p>B¹ - Auxois : argiles et marnes du Domérien et Toarcien dominants à l'afféurement, et plateaux de calcaires du Bajocien</p> <p>B² - Terre Plaine : calcaire sinémurien</p> <p>B³ - Pays d'Arnay : socle entre 300 et 450 m., en partie couvert par le Trias et le Lias</p> <p>B⁴ - Horst intermédiaire</p> <p>D - Gradins de failles de la bordure bressane</p> <p>D² - Montagne : calcaires du Jurassique moyen dominants à l'afféurement</p> <p>D³ - Arrière-Côte : calcaires et marnes du Jurassique supérieur dominants</p> <p>E - Fossé tectonique tertiaire bressan</p> <p>Contours géologiques simplifiés d'après les cartes géologiques à 1/250 000 Dijon et Châlon-sur-Saône</p> |
|---|--|
- F¹** - Faille(s) de bordure du horst morvandiau ; rejet vertical cumulé de plus de 100 m possible
- F²** - Faille du Seuil de Bourgogne et de la Montagne ou faille de Mâlain - Santosse ; rejet de 100 à 275 m
- F³** - Faisceau de failles de Bouilland - Saint-Romain ; rejet cumulé de 100 à 450 m
- F⁴** - Faille(s) bordière(s) du fossé bressan ; rejet cumulé de plusieurs centaines de m
- FA** - Faille carbonifère à permienne d'Autun, réactivée au Tertiaire

Fig. 3 - Situation de la feuille Épincay dans le champ de failles tertiaires horst morvandiau - fossé bressan

la feuille n'a fait l'objet d'aucune étude spécifique. Cependant, à l'échelle régionale ce socle est relativement bien connu grâce aux travaux suivants :

- les cartes géologiques à 1/50 000 environnantes et leurs notices explicatives, toutes éditées avant celle d'Épinac ;
- les thèses de H.G. Carrat (1969), J.P. Supply (1985), P. Rolin (1987), C. Leloix (1998) ;
- la synthèse de J. Delfour (1989) sur la partie sud du faisceau du Morvan et d'autres publications dont les principales sont citées plus loin, dans les chapitres de synthèse.

Les terrains houillers du Stéphanien et de la base du Permien, ainsi que les niveaux porteurs des schistes bitumineux autuniens ont fait l'objet de nombreuses études géologiques, dont les principales sont :

- la monographie et la carte de l'ensemble du bassin d'Autun par F. Delafond (1889) ;
- le bilan des connaissances géologiques, des productions et des réserves qu'a dressé J. Desrousseaux (1937) ;
- les travaux de P. Pruvost (1947), H. Falke (1959), R. Feys et C. Gréber (1964) ;
- les nouvelles données stratigraphiques, palynologiques et pétrographiques apportées par F. Elsass-Damon (1977), J. Doubinger et F. Elsass-Damon (1979), J.J. Châteauneuf, G. Farjanel, R. Feys, P. Marteau (1980) ;
- la thèse de P. Marteau (1983).

La série du Permien inférieur d'Autun, composée uniquement de dépôts continentaux, a été définie comme stratotype de l'étage Autunien par Munier-Chalmas et de Lapparent en 1893, après que Mayer-Aymar a créé le terme « Autunien » en 1881.

Le Commissariat à l'énergie atomique a entrepris à partir de 1952 une prospection de l'uranium. De 1974 à 1976, le BRGM a recherché dans la région deux types de minéralisation : d'une part, des amas sulfurés dans les terrains volcano-sédimentaires et d'autre part, de la fluorine. D. Joseph (1974) a réalisé une thèse sur le gisement de fluorine de Maine, situé en limite ouest de la feuille Épinac, et sur celui de Voltenne qui se trouve plus à l'Ouest (feuille Lucenay-L'Évêque). Le BRGM a en outre effectué sur la feuille Épinac une prospection géochimique stratégique avec dosage de 33 éléments sur 1 165 échantillons de sols ou de sédiments de ruisseau. L. Viallefond et H. Boudet (1977) en ont interprété les résultats analytiques.

La couverture sédimentaire mésozoïque n'a jamais fait l'objet d'une étude spécifique sur le territoire de la carte. En revanche elle a été prospectée ou considérée dans le cadre de plusieurs études monographiques ou

thématiques parmi lesquelles il faut mentionner spécialement les publications de R. Mouterde (1952), L. Courel (1970) et H. Tintant (1962), qui constituent la base des observations de terrain pour la cartographie, les déterminations stratigraphiques et la sédimentologie.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés de terrains et le tracé des contours géologiques ont été effectués de façon discontinue entre 1978 et 1997 par les géologues du BRGM suivants :

- C. Rémond (1988-1997) pour les terrains mésozoïques, à l'exception de ceux de la butte-de-Curgy levés par P. Marteau et L. Clozier en 1997, et leurs formations superficielles ;
- P. Chèvremont (1996-1997) pour les formations volcano-sédimentaires dinantiennes, les granitoïdes varisques et les « basaltes » supposés stéphaniens ;
- R. Feys (1978-1982), puis P. Marteau (1994-1997), pour les formations permo-stéphaniennes du bassin d'Autun ;
- L. Clozier (1984 puis 1997) pour les formations superficielles de la vallée de l'Arroux et du bassin d'Autun.

• **Socle varisque.** En 1994, une excursion avec J. Delfour sur le territoire de la feuille Lucenay-l'Évêque à 1/50 000 a permis de se familiariser avec les principaux faciès des formations dévono-dinantiennes du Morvan. Ensuite le lever du socle a été réalisé de façon classique en examinant les données antérieures, en parcourant le terrain de façon systématique et en recueillant des informations auprès des habitants rencontrés au hasard des campagnes de lever.

Les photos aériennes ne sont pas d'une grande utilité en raison du parcellement des champs et des prés, ainsi que du développement des zones boisées. Dans les plantations forestières récentes, constituées exclusivement de conifères, la pénétration ne peut se faire que le long des allées, quand elles ne sont pas complètement envahies par les fougères, ronces, orties, etc. Dans les ensembles forestiers qui recouvrent le socle, le substratum est en outre fréquemment masqué par les éboulis et autres formations de versants provenant de la couverture gréseuse triasique. Toutes ces contraintes ne facilitent pas le travail du géologue-cartographe.

• **Bassin d'Autun-Épinac.** Les levés de terrain ont pu être complétés grâce à une importante documentation, à des cartes et à des plans miniers provenant des anciennes exploitations de charbon (Épinac, Moloy, Dinay) ou de schistes bitumineux (Igornay, Surmoulin, Muse, etc.), entreposés aux archives des Charbonnages de France à Saint-Étienne et du BRGM à Orléans.

Par ailleurs, des indications précieuses ont été fournies par les forages à la tarière dans les formations superficielles et surtout par les travaux de sondages réalisés par :

- le CETE pour le tracé du TGV (archives du CETE d'Autun et banque des données du sous-sol du BRGM) ;
- les Charbonnages de France dans la formation houillère d'Épinac en 1978 ;
- le BRGM, entre 1979 et 1982, lors des campagnes de reconnaissance par sondages carottés ou semi-destructifs des schistes bitumineux et des indices d'antimoine dans le secteur du mont Pelé.

En outre, une interprétation photogéologique a permis de préciser les structures du bassin et certaines de ses limites.

• **Couverture sédimentaire mésozoïque.** La cartographie a été réalisée de la façon classique suivante :

- première esquisse à partir de la carte géologique à 1/80 000, de l'examen stéréoscopique des photos aériennes de la mission 1963 de l'IGN, des publications, descriptions diverses et coupes de sondages de la banque des données du sous-sol du BRGM ;
- prospection systématique « à la loupe et au marteau » ;
- recueil d'informations auprès des agriculteurs, des observateurs scientifiques locaux, du laboratoire régional des Ponts et Chaussées ;
- échanges avec l'Université de Bourgogne et l'INRA.

Les particularités à souligner sont :

- le suivi de l'évolution lithologique diachronique de la transgression triasique SW-NE ;
- la recherche d'éléments nouveaux pour dater le sommet des marnes du Lias et donc le début de la lacune Toarcien - Bajocien ;
- la cartographie sélective des principales formations superficielles sous une couverture pédologique quasi-continue ;
- l'approche multidisciplinaire, fondée notamment sur la documentation cartographique et des collaborations en matière de pédologie avec l'INRA et de botanique avec F. Bugnon.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ANTÉ-DINANTIENNES

Les formations volcano-sédimentaires dinantiennes et une partie du bassin permo-stéphanien d'Autun-Épinac reposent sur un bâti métamorphique

qui n'affleure pas sur le territoire de la feuille Épinac à 1/50 000. Cependant, juste au Sud de la ville d'Épinac ce bâti est subaffleurant sous un placage d'alluvions fluviales de la Drée : un sondage à la mototarière a montré la présence de gneiss sous 2 m d'alluvions, de sorte que ces roches métamorphiques pourraient apparaître à la faveur d'entailles anthropiques.

Ce bâti affleure d'ailleurs un peu plus au Sud, en limite nord de la feuille Le Creusot (Courel *et al.*, 1988) grâce aux entailles naturelles des vallées de la Drée et de ses affluents. Ces affleurements permettent d'observer des gneiss gris dont le faciès le plus commun est constitué de quartz, de plagioclase, généralement prédominant sur le feldspath potassique, et de biotite rouge nettement plus abondante que la muscovite. Le grenat est parfois présent en tant que minéral accessoire. Un faciès peralumineux est caractérisé par la présence de silicates d'alumine : sillimanite de type fibrolite et cordiérite pinitisée. Un faciès d'orthogneiss œillé a également été observé.

Localement, ces gneiss ont subi une anatexie plus ou moins poussée se traduisant par des métatexites et des diatexites.

Sur le territoire de la présente carte, l'existence d'un soubassement métamorphique est en outre attestée par l'observation suivante : au Nord-Est d'Épinac, dans le bois des Mollaires, une ancienne carrière (x = 768,05 ; y = 2 224,8) montre des tufs viséens avec de petites enclaves de gneiss, de quelques cm de long. L'étude d'un échantillon en lame mince révèle une texture granoblastique et une composition de gneiss leptynitique : quartz, feldspath potassique, plagioclase parcouru par de nombreuses microfissures à remplissage d'hydroxydes de fer, biotite ferruginisée.

FORMATIONS DINANTIENNES NON MÉTAMORPHISÉES

Sur le territoire de la feuille Épinac, les formations dinantiennes constituent la principale entité affleurante du socle anté-stéphanien et se situent à l'extrémité nord-est du faisceau synclinal du Morvan (fig. 2). Sur la carte géologique de Lucenay-l'Évêque (Delfour *et al.*, 1995), située juste à l'Ouest de celle d'Épinac, figure un ensemble complexe constitué de terrains sédimentaires et volcaniques recoupés par des filons, sills et stocks de granitoïdes subvolcaniques. Cet ensemble est subdivisé en deux groupes lithostratigraphiques :

– **le groupe le plus ancien, rattaché au Tournaisien-Viséen** (h1-2), comprend une unité sédimentaire, constituée de dépôts détritiques terrigènes à grain fin (siltites, grès fins) avec des intercalations de conglomérats, à laquelle succède une unité volcanique débutant localement par des laves basiques et constituée de coulées de dacites-rhyodacites et de tufs et brèches

associés. À Cussy-en-Morvan les dacites renferment une lentille de calcaire avec une abondante faune donnant un âge à la limite entre le Viséen inférieur et le Viséen moyen ;

– **le second groupe rattaché au Viséen supérieur** (h2), est constitué d'une part de tufs soudés et d'ignimbrites dacitiques à rhyodacitiques avec des intercalations de rares rhyolites et de couches d'anthracite, tufs remaniés, cherts noirs (lydiennes), et d'autre part de granitoïdes hypovolcaniques : granites, granophyres, microgranites porphyriques ou non.

Ce second groupe renferme également de petits corps de siltites et de grès fins qui sont cartographiés avec le symbole h1-2.

Des **intrusions granitiques** ont provoqué dans certaines de ces formations dinantiennes un métamorphisme de contact se traduisant par des cornéennes et des faciès tachetés qui sont décrits plus loin.

Tournaisien-Viséen

À l'Est et au Nord-Est d'Épinac, affleurent quelques passées de conglomérats intercalées dans des sédiments détritiques fins. Plus au Sud, sur le territoire de la feuille Le Creusot (Courel *et al.*, 1988), au Nord de Morlet, des sédiments terrigènes analogues reposent directement sur des gneiss, qui d'après P. Rolin (1987) correspondent à un faciès orthogneissifié du granite d'Autun-Morlet comme cela est indiqué sur le schéma structural. Il est donc logique de rattacher ces roches sédimentaires à la partie basale des dépôts dinantiens du flanc sud-est du faisceau synclinal du Morvan (fig. 2).

Ailleurs, les conglomérats sont absents et les siltites et grès sont étroitement associés à des tufs relativement riches en quartz, caractéristiques du Viséen supérieur.

h1-2. Siltites prédominantes, grès, intercalations de conglomérats [1] (Tournaisien-Viséen).

• **Siltites et grès** (h1-2). Les siltites et les grès fins sont indissociables cartographiquement et généralement difficiles à distinguer sur le terrain, qu'ils se trouvent en place ou en « pierres volantes » dans les champs. Les grès à grain moyen sont plus faciles à identifier sur le terrain mais n'apparaissent que sous forme de minces passées ou de traînées de « pierres volantes » de sorte qu'ils ne peuvent pas non plus être distingués sur la carte.

– **Les siltites** sont largement prédominantes dans l'ensemble. Ce sont des roches à grain très fin, de teinte soit grisâtre avec des nuances claires ou sombres, soit vert kaki, soit encore rougeâtre dans le cas d'une rubéfaction

superficielle. Elles ont un débit très caractéristique en petites plaquettes. Dans certains champs labourés, les plaquettes sont extrêmement abondantes car la composition chimique des siltites les rend peu sensibles à l'altération météorique, de sorte que les sols développés à leurs dépens sont peu épais.

Le secteur le plus favorable pour l'observation des siltites se situe autour de Maizières, au centre du quart nord-ouest de la carte. En effet, les siltites peuvent être observées *in situ* dans la partie ouest du hameau et surtout dans les carrières indiquées sur la carte. À 600 m au NNW de Maizières, une petite carrière (x = 756,20 ; y = 2 238,48) montre des siltites très fracturées surmontant des tufs gris remarquablement frais à proximité du contact.

Les siltites peuvent être, soit massives en couches d'épaisseur difficile à estimer, métrique à pluridécamétrique, soit laminées avec de minces lits alternativement plus quartzeux et clairs, ou plus argileux et sombres.

Le réseau de diaclases est généralement très serré. À proximité des failles, la texture peut être cataclastique comme c'est le cas notamment à l'Est d'Épinac où des siltites sont même, par endroits, microbréchifiées et parcourues par un réseau de fentes à remplissage de barytine rose.

Des siltites sableuses constituent un terme de transition entre les siltites argileuses et les grès fins. Elles présentent en lame mince une texture arénitique avec un ciment quartzo-phylliteux et des éléments anguleux de taille homogène, constitués de quartz largement prédominant et de plagioclase.

– **Les grès** ont une teinte grisâtre et un grain de 0,1 à 3 millimètres. Ils sont observables en « pierres volantes » dans les champs ou en affleurements de très petite taille, comme par exemple à 1 km au Sud de Suze en lisière du bois situé à l'Est de la D11e. Aussi est-il difficile de préciser l'épaisseur des bancs qu'ils constituent. D'après les données recueillies sur la feuille voisine de Lucenay-l'Évêque (Delfour *et al.*, 1995) les bancs ont une puissance de quelques cm à quelques dm et se succèdent ou sont séparés par des interlits silteux. Les études en lame mince permettent de distinguer trois faciès principaux :

– un grès fin immature, à lits pluricentimétriques contenant d'abondants clastes anguleux à subarrondis de quartz, quartzite, silexite (lydienne) et à lits où la matrice silteuse est plus développée ;

– un grès moyen à grossier à éléments anguleux de quartz mono- ou polycristallin, quartzite, silexite, feldspaths moins fréquents, dans une matrice de chlorite et séricite ;

– un grès plus ou moins silicifié, tendant vers un quartzite.

• **Conglomérats h1-2 [1].** Des conglomérats n'apparaissent qu'en deux secteurs de la partie sud-est de la carte : à l'Est d'Épinac et au Sud de Corcelles.

En limite orientale de la zone habitée d'Épinac, à Ressille, une petite carrière abandonnée ($x = 768,55$; $y = 2\,223,02$) montre une mince lentille de poudingue de puissance ne dépassant pas 2 m, intercalée dans des siltites très fracturées. Les galets ont une longueur de un à plusieurs cm, et une teinte gris clair due à une composition plus ou moins siliceuse : quartz, quartzite, lave et/ou tuf acide.

600 m plus au Nord apparaît une masse plus importante d'un poudingue à galets plus petits, de 1 à 2 cm de long, dans une matrice à grain millimétrique, riche en feldspaths altérés.

Encore plus au Nord, une barre rocheuse située en rive gauche (sud) de la Petite Drée, montre un faciès cataclase dont les galets ont également une longueur de 1 à 2 centimètres. L'observation macroscopique d'un échantillon scié permet de distinguer parmi les galets, une roche gris clair, acide, et une roche gris vert, porphyrique. L'étude du même échantillon en lame mince révèle une texture arénitique à éléments arrondis ou anguleux, non classés, de taille hétérogène : à côté des galets de roches apparaissent des éléments monominéraux : quartz, plagioclase séricitisé, feldspath potassique. Parmi les galets l'un, clair, a une composition de granophyre, tandis qu'un autre, sombre, correspond à une lave ou un tuf dacitique porphyrique. La matrice est une siltite argileuse.

Au Sud de Corcelles, une petite carrière ($x = 771,6$; $y = 2\,227,87$), allongée Nord-Sud, montre la coupe Ouest-Est suivante :

- des siltites et tufs fins dans lesquels s'intercale un niveau de poudingue de 30 cm de puissance, à galets de longueur plurimillimétrique ;
- une zone broyée d'orientation N10°E et de pendage subvertical (80°W) ;
- un poudingue composé de galets de 1 à 10 cm de long dans une matrice silteuse grise.

Les poudingues de cette carrière ont un caractère polygénique très net, se traduisant par des galets plus ou moins aplatis, de lithologie variée : quartz, quartzite, lydienne, siltite, tufs et laves acides porphyriques ou non, etc. L'étude pétrographique d'une lame mince montre en outre la présence, parmi les fragments monominéraux, de cristaux de grenat microfissurés. La matrice est silto-argileuse, constituée de microphyllites.

h1-2/p. Tufs (rhyo)dacitiques (Tournaisien-Viséen inférieur). À l'Est d'Épinac apparaissent des tufs gris que nous avons rattachés à l'unité volcanique du Tournaisien-Viséen inférieur car, d'une part ces tufs sont

pauvres en quartz et riches en fragments lithiques, et d'autre part ils sont associés à des siltites et conglomérats de la partie basale des dépôts dinantiens.

À l'ENE de la carrière de Ressille (cf. *supra*) ces tufs affleurent dans le fossé nord de la petite route menant à Aubigny-la-Ronce, où ils sont surmontés par un mince niveau de conglomérat suivi de siltites. Au sein d'une roche altérée de teinte brunâtre ne subsiste que quelques « îlots », de taille pluricentimétrique, de tuf frais de couleur grise et dont l'étude en lame mince révèle une orientation planaire assez nette et des caractères lithologiques analogues à ceux des tufs lithiques décrits dans la notice de la feuille Lucenay-l'Évêque (Delfour *et al.*, 1995, p. 23). Ces tufs sont d'une part pauvres en cristaux de quartz (2 à 3 %), plagioclase altéré, feldspath potassique, biotite, et d'autre part riches en fragments lithiques divers : lave dacitique porphyrique ou non, siltite, silicite, leptynite potassique, etc. La pauvreté en quartz induit une composition de dacite.

Viséen supérieur

Comme l'illustre le schéma structural, sur le territoire de la feuille Lucenay-l'Évêque à 1/50 000 (Delfour *et al.*, 1995) les volcanites intermédiaires à acides du Viséen supérieur forment deux bandes qui convergent dans la partie la plus orientale de la feuille. Elles n'y forment qu'une seule bande qui se poursuit sur le territoire de la feuille Épinac et apparaissent de plus en plus morcelées vers l'Est, à cause des intrusions de granitoïdes subvolcaniques à franchement plutoniques, et de l'ennoiement progressif du socle anté-stéphanien sous la couverture sédimentaire mésozoïque.

Ces volcanites sont associées, spatialement et génétiquement, aux granitoïdes subvolcaniques à biotite et parfois amphibole, de type h2γ.

h2ip. Tufs soudés, ignimbrites et laves dacitiques à rhyodacitiques (Viséen supérieur). Ces roches volcaniques constituent, avec les granitoïdes subvolcaniques associés, la majeure partie du socle anté-stéphanien. Elles forment des massifs d'étendue variable répartis sur presque toute la surface affleurante de ce socle, n'étant absentes que dans les parties les plus amont des vallées de l'Arroux et de la Petite Drée.

Les tufs soudés et ignimbrites ont fréquemment un aspect et une composition minéralogique proches de celle d'un granite à biotite à grain de 1 à 3 mm ou d'un microgranite.

Lorsqu'ils sont très frais, ces tufs ont une teinte grise assez sombre, comme par exemple dans deux carrières situées juste au Nord de la limite septentrionale du bassin d'Autun-Épinac :

- la grande carrière abandonnée située ($x = 765,95$ à $766,06$; $y = 2\,226,60$ à $2\,226,85$) à l'Est de la D 36 sur la commune de Thury, traversée à son extrémité nord par une zone cataclastique de direction $N120^\circ E$;
- la carrière encore exploitée en 1997, située ($x = 758,7$; $y = 2\,229,1$) sur la rive gauche du ruisseau de Reuil à 500 m au Sud-Ouest du hameau d'Es-sertenne sur la commune de Viévy.

Les échantillons de ces carrières ont un aspect homogène. Dans les plus frais, seul un examen attentif à la loupe permet de distinguer, dans un fond gris sombre, des tablettes de feldspaths à aspect nacré, des cristaux arrondis de quartz à éclat vitreux, des lamelles de biotite et un peu de pyrite disséminée. Dans les parties légèrement altérées les feldspaths se distinguent à l'œil nu grâce à leur teinte blanche spécifique. Les fragments effilochés de lave sont rares.

L'étude de la plupart des lames minces de faciès frais révèle une texture tuffacée typique : dans une pâte quartzo-feldspathique très fine, correspondant à un verre dévitrifié, se détachent d'abondants (30 à 70 % en volume) phénocristaux plus ou moins brisés, de taille variant entre 0,1 et plusieurs mm, constitués des minéraux suivants :

- quartz de type « rhyolitique » présentant de fréquents golfes de corrosion ;
- plagioclase acide (oligoclase) zoné ou non, plus ou moins altéré en microphyllites, plus parfois calcite et/ou feldspath potassique secondaire ;
- feldspath potassique primaire plus ou moins chargé de produits cryptocristallins opaques ;
- biotite en lamelles fréquemment tordues, voire froissées, généralement décolorée et exsudant des minéraux ferriques, parfois chloritisée.

Il est cependant possible que certains échantillons à fond homogène, phénocristaux de quartz ou feldspaths peu ou pas brisés, lamelles de biotite non tordues correspondent à des laves.

La pâte présente parfois une fluidalité discontinue.

Un échantillon de tuf gris frais prélevé ($x = 759,05$; $y = 2\,233,62$; $z = 370$) à 500 m au Sud-Ouest du hameau de Lauronne et à une trentaine de mètres sous la base des grès du Trias, se singularise par un réseau anastomosé de fissures de 0,1 à 0,5 mm d'épaisseur, à remplissage d'épidote et/ou d'adulaire.

Cependant, ces tufs frais de teinte grise sont peu fréquents, car les tufs sont généralement affectés par des altérations diverses qui leur confèrent une teinte variant dans une palette très large, allant du gris beige clair au rouge brique en passant par le gris-vert, le violet, etc.

Dans la moitié nord de la carte le faciès gris sombre est rare : même dans le fond des vallées les tufs ont une teinte soit gris-vert, soit brun violacé.

Le faciès gris-vert apparaît par exemple dans la partie nord-est d'une ancienne petite carrière située ($x = 754,85$; $y = 2\,240,85$) au Sud des Bordes. Macroscopiquement, on observe un fond verdâtre sur lequel se détachent des tablettes de feldspaths de 1 à 4 mm de long. En lame mince la texture de tuf est encore identifiable malgré une intense altération se traduisant par une silicification, une chloritisation et une pigmentation par des hydroxydes de fer.

En limite occidentale de la carte, une ancienne petite carrière située ($x = 750,5$; $y = 2\,235,93$) vers 423 m d'altitude, montre un faciès gris-vert recoupé par un réseau de fissures à remplissage de quartz, adulaire, calcite. Des taches d'adulaire et/ou de calcite apparaissent en outre sur les phénocristaux de plagioclase.

Le faciès brun violacé est bien exposé dans l'angle nord-ouest de la carte, le long de la D 4 notamment. Sur un fond brun violacé à aspect vitreux se détachent des phénocristaux de 1 à 8 mm de long constitués des minéraux suivants :

- plagioclase brun orangé, en tablettes de 1 à 5 mm de long, nettement prédominant sur le feldspath potassique qui se distingue aisément par sa teinte rose clair et une taille plus grande avec une longueur de 4 à 8 mm ;
- quartz peu abondant ;
- mica plus ou moins altéré, en lamelles de 1 à 2 mm de long.

L'étude microscopique d'un échantillon, prélevé à la cote 400 m, montre que la roche s'apparente plus à une lave de composition dacitique, qu'à un tuf, car les phénocristaux ne sont pas brisés du tout et la mésostase est très homogène. Elle révèle en outre la présence d'amas tardifs constitués de quartz plus chlorite fibroradiée et les altérations suivantes : le plagioclase est envahi par des microphyllites (illite probable), la biotite est entièrement chloritisée ou pseudomorphosée en quartz + mica blanc + minéraux de fer et/ou titane ; la mésostase est localement envahie par des carbonates.

D'une façon générale, sur toute l'étendue du socle anté-stéphanien et pour toutes les entités lithologiques de ce socle, la rubéfaction augmente au fur et à mesure que l'on monte vers les plateaux, donc en s'élevant dans la zone d'altération sous-jacente à la couverture mésozoïque. Ceci reste vrai, autant que la partie basale de cette couverture soit encore *pro parte* en place ou déjà complètement érodée. Ce gradient de rubéfaction vers le haut peut être accompagné d'une silicification importante comme nous le verrons plus loin.

Par ailleurs, un surprenant faciès de teinte gris-beige clair apparaît uniquement dans le bois des Mollaires au Nord-Est d'Épinac. Ce faciès, bien exposé dans les quatre carrières abandonnées figurant sur la carte, a au premier coup d'œil un aspect d'arkose à grain moyen : des cristaux de quartz et de feldspaths de 1 à plusieurs mm sont noyés dans un fond beige très fin. Cependant, un examen plus approfondi montre la présence de mica noir remarquablement frais, en lamelles dont certaines sont parfaitement automorphes, de forme hexagonale. Ce faciès renferme quelques enclaves de 1 à plusieurs cm de long, constituées soit de granite altéré, soit de gneiss très altéré.

L'étude pétrographique d'un échantillon montre une texture vitroclastique très typique, avec de nombreuses échardes de verre dévitrifié. La composition est analogue à celle des tufs gris les plus frais, à l'exception des faits suivants :

- la biotite se présente en lamelles automorphes d'une fraîcheur exceptionnelle ;
- la présence d'un claste constitué d'une association symplectique de feldspath potassique avec du quartz, et de deux types d'enclaves : d'une part un gneiss clair - de type leptynite - à plagioclase et feldspath potassique, et d'autre part des siltites argileuses ou sableuses.

Enfin, un faciès finement stratifié et minéralisé en pyrite a été observé dans une petite carrière se trouvant ($x = 761,75$; $y = 2\,227,70$) à 1 km à l'ENE du Petit-Moloy. La stratification, de direction N70°E et pendage de 35° vers le SSE, est soulignée par un découpage en bancs et par quelques veinules concordantes, de 1 à 10 mm de puissance, constituées de pyrite submassive associée à du quartz. Aux épontes de ces veinules, la roche est hydrothermalisée.

• **Niveau à grain fin, riche en quartz** (h2ip [1]). Dans le quart sud-ouest de la carte, juste au Nord des dépôts autuniens, nous avons pu identifier et cartographier un tuf gris se distinguant par :

- un grain nettement plus fin, la taille des phénocristaux ne dépassant pas 1,5 mm ;
- une plus grande abondance des phénocristaux de quartz.

Il constitue des lentilles de direction N105°E dans le secteur de Visignot-Essertenne et N80°E à l'Est au Sud de Champhalin. Il peut être observé *in situ* dans les deux petites carrières abandonnées indiquées sur la carte et sur des affleurements rocheux naturels.

Un examen à la loupe permet de distinguer une pâte grise homogène renfermant des phénocristaux de quartz aux formes bien arrondies et à l'éclat vitreux, des phénocristaux de teinte brun orangé, ainsi que des fantômes de lamelles

micacées. L'étude au microscope montre qu'il s'agit d'un tuf et que les cristaux de teinte brun orangé sont constitués de deux minéraux différents :

- un plagioclase présentant un zonage de composition auquel se superpose un zonage d'altération, le cœur et parfois d'autres zones étant très fortement pigmentés par des hydroxydes de fer, qui expliquent la teinte brun orangé, alors que le reste est complètement transformé en microphyllites incolores ;
- une biotite décolorée et exsudant de la limonite.

La pâte quartzo-feldspathique est cryptocristalline et renferme en outre un peu de grenat craquelé et en grande partie ferruginisé, ainsi que les minéraux accessoires suivants : apatite, zircon, oxydes de fer et/ou titane, tourmaline bleu-vert. Les phénocristaux de quartz représentent en volume plus de la moitié de l'ensemble des phénocristaux et environ 15 % de la composition modale globale. Si on y ajoute le quartz de la mésostase cela donne une composition qui est certainement plus acide que dans les tufs gris communs, à grain moyen.

h2γ. Granitoïdes subvolcaniques : granophyres, microgranites ± porphyriques, granites à biotite, en stocks, filons, sills (Viséen supérieur). Ces granitoïdes subvolcaniques sont associés, spatialement et génétiquement, aux volcanites du Viséen supérieur.

Ils n'apparaissent que dans le quart nord-ouest de la carte où ils constituent des corps de taille variable, étroitement imbriqués avec les formations volcano-sédimentaires viséennes. Leurs limites avec les tufs ne sont généralement pas faciles à discerner, notamment sur les plateaux où les divers types de roches subvolcaniques à volcaniques sont affectés par une altération sous la couverture mésozoïque à laquelle se superpose fréquemment une altération supergène, récente à actuelle.

Ils sont intrusifs dans les siltites et autres roches sédimentaires avec développement d'un métamorphisme de contact décrit plus loin (Th1-2 [2]). En revanche, faute de bons affleurements, leurs relations avec les tufs et/ou les laves sont souvent ambiguës : intrusion ou passage progressif ? L'ensemble de toutes ces roches est recoupé par de nombreux filons ou sills de microgranites plus ou moins porphyriques.

• **Granophyres.** Fréquents, ils se subdivisent en deux faciès :

- un faciès de teinte rosâtre et de grain fin (≤ 1 mm), peu porphyrique, facile à identifier sur le terrain ;
- un faciès gris lorsqu'il est frais, plus ou moins porphyrique, qu'il est difficile de distinguer macroscopiquement des microgranites porphyriques à mésostase non granophyrique.

Les granophyres rosâtres montrent lors d'un examen à la loupe de petits phénocristaux de quartz avec une auréole rose et même parfois des sphérolites dans la mésostase.

Leur grain fin et leur composition les rendent résistants à l'altération supergène de sorte qu'ils forment localement des chicots rocheux, comme par exemple dans l'angle nord-ouest de la carte, en bas d'un pré situé ($x = 750,50$; $y = 2\ 238,82$) juste à l'Est de la D 15 et à l'Ouest de Menin-Thiroux.

La texture granophyrique et plus ou moins porphyrique est bien visible au microscope pétrographique. Le caractère granophyrique se traduit dans la mésostase par l'abondance des associations de quartz plus feldspath sous forme de sphérolites (petites plages fibroradiées) et/ou de micropegmatites. La mésostase renferme en outre de fines paillettes de biotite altérée, de rares minéraux opaques et parfois de petits amas ou des gerbes de mica blanc. Le pourcentage volumétrique (modal) de phénocristaux est généralement de l'ordre de 5 % mais atteint 25 à 35 % localement. Parmi les phénocristaux, le quartz est en général prédominant alors que plagioclase, feldspath potassique et biotite chloritisée sont peu abondants à rares sauf dans le faciès le plus porphyrique.

Les granophyres porphyriques gris sont bien exposés dans la nouvelle carrière en gradins du Pont-de-Colonne, située ($x = 761,1$ à $761,5$; $y = 2\ 240,6$ à $2\ 241,0$) à 2,5 km au Nord-Ouest d'Arnay-le-Duc, à l'Est de la N 6. Cette carrière est un site exceptionnel permettant en outre d'observer en trois dimensions des phénomènes qui sont décrits plus loin : le gradient d'altération sous la couverture mésozoïque et sa corrélation avec le réseau de fracturation.

Le socle y est constitué essentiellement de granitoïdes de type h2 γ . Dans la partie la plus basse de la carrière, coexistent des granites de grain moyen (≤ 6 mm) et des microgranites porphyriques à mésostase granophyrique ou non. Plus haut les granophyres sont largement prédominants.

En raison de leur caractère porphyrique, il est pratiquement impossible de distinguer par un simple examen macroscopique les granophyres gris des autres types de roches magmatiques porphyriques. En revanche, l'étude en lame mince permet de voir au premier coup d'œil une mésostase granophyrique, riche en micropegmatites. Cette mésostase englobe 20 à 35 % de phénocristaux de longueur ≤ 5 mm, constitués de plagioclase plus ou moins séricitisé, biotite à taux de chloritisation variable et parfois quartz.

• **Microgranites porphyriques à biotite**, à mésostase non granophyrique. Ils sont souvent difficiles à distinguer sur le terrain des tufs et des laves porphyriques auxquels ils sont étroitement associés sous forme de

stocks ou de sills. La taille des phénocristaux ne dépasse que rarement 5 mm et jamais 1 centimètre.

Ce faciès de granitoïde subvolcanique peut par exemple être observé dans une carrière abandonnée située ($x = 754,52$; $y = 2\,235,22$) à 400 m au NNE du hameau de Viscolon (commune de Voudenay). Sur un fond cryptocristallin gris-beige se détachent de petits phénocristaux parmi lesquels un examen à la loupe permet d'identifier des feldspaths de teinte rosâtre ou verdâtre en lattes de 1 à 5 mm de long, du quartz en cristaux de taille ne dépassant pas 1 mm et de la biotite altérée, en petites lamelles.

L'étude au microscope montre une mésostase constituée de quartz, plagioclase altéré, biotite chloritisée et abondant feldspath potassique, pour une part primaire, parfois sphérolitique, et pour l'autre part secondaire. Les phénocristaux représentent 25 à 35 % de la roche en volume et sont constitués des minéraux suivants :

- abondant plagioclase fortement séricitisé et parfois chargé de taches de calcite ;
- quartz peu abondant, en cristaux plus ou moins arrondis à rare habitus « rhyolitique » ;
- biotite fortement à complètement altérée en chlorite verte + minéraux de Fe-Ti + parfois mica blanc et/ou carbonate.

Apatite, zircon et pyrite sont des phases accessoires. Des fentes de tension ont un remplissage de quartz plus parfois calcite.

• **Microgranite porphyrique à amphibole et biotite.** La présence d'amphibole n'a été observée qu'en un seul endroit : dans la carrière située ($x = 761,95$; $y = 2\,242,10$) en bordure ouest de la D 117a, à l'Ouest du moulin de Solonge, en limite septentrionale de la carte.

Sur un fond cryptocristallin de teinte grise se détachent des phénocristaux de feldspath blanc en tablettes de 0,5 à 6 mm et de minéraux ferro-magnésiens sombres de taille plus faible. Parmi ces derniers un examen attentif à la loupe permet de distinguer des lamelles de mica noir et des prismes d'amphibole plus ou moins fibreuse.

L'étude en lame mince confirme la texture microgrenue porphyrique avec 35 à 40 % de phénocristaux dans une mésostase très finement grenue. Par abondance décroissante, les minéraux en phénocristaux sont les suivants :

- plagioclase en lattes automorphes à fin zonage oscillatoire et faible altération ;
- amphibole vert délavé à bleu-vert en prismes homogènes ou en amas de fibres enchevêtrées ;

– biotite pas ou peu chloritisée, à inclusions de zircon, apatite, oxydes de fer et/ou titane, dont du rutile en fines aiguilles (variété sagénite) dans les sections basales.

Le feldspath potassique et le quartz n'apparaissent que dans la mésostase en compagnie de plagioclase et de biotite.

• **Granites à grain moyen à biotite.** Ils sont remarquablement exposés à la faveur de deux grandes carrières :

– la carrière abandonnée située ($x = 752,2$ à $752,5$; $y = 2\ 235,1$ à $2\ 235,5$) à 1 km au Nord de Barnay, en limite nord du département de la Côte-d'Or, à l'Est de la D 4 ;

– la nouvelle carrière du Pont-de-Colonne (cf. *supra* pour localisation) dans sa partie la plus basse.

Dans la carrière de Barnay, le faciès prédominant est un granite dont la taille de grain varie entre 1 et 5 mm et qui est très fracturé, avec développement local de petites zones cataclastiques à mylonitiques. L'examen macroscopique permet de distinguer des tablettes de feldspath rose, des cristaux de quartz à éclat vitreux, des lamelles de biotite altérée et le cas échéant de petites enclaves verdâtres.

L'étude d'une lame mince révèle une texture hypidiomorphe grenue à tendance monzonitique et un stock quartzo-feldspathique dont la composition modale est typiquement granitique avec des proportions à peu près égales de quartz, feldspath potassique et plagioclase (oligoclase). Ce dernier se présente en cristaux (sub)automorphes plus ou moins séricitisés et parfois maculés de petits taches de feldspath potassique secondaire. Le feldspath potassique primaire est un microcline finement perthitique en plages xénomorphes de taille variable, et dont les plus grandes englobent de petits cristaux de quartz, plagioclase, biotite, ce qui donne une texture à tendance monzonitique. Le quartz est xénomorphe et a une extinction fortement onduleuse. La biotite est entièrement chloritisée avec exsudation de minéraux de fer et/ou titane. Le réseau de fissures est à remplissage d'épidote, calcite, microphyllites.

Dans la partie la plus basse de la nouvelle carrière du Pont-de-Colonne, le granite gris frais a une texture et une composition minéralogique analogues à celles du granite de la carrière de Barnay, à l'exception d'une altération très faible du plagioclase et de la biotite qui est brun-rouge et renferme de fréquents petits cristaux de zircon. De rares fissures sont remplies d'adulaire et/ou de microphyllites.

Ce granite et les granophyres associés renferment quelques enclaves sombres à grain fin de forme ovoïde et de longueur variant entre 1 et 20 cm environ. L'étude d'une enclave en lame mince montre une texture microgrenue porphyrique et une composition de microdiorite quartzifère riche en biotite et criblée de fines aiguilles d'apatite.

FORMATIONS DINANTIENNES MÉTAMORPHISÉES AU CONTACT D'UN GRANITE INTRUSIF

Certaines des formations dinantiennes ont subi – au contact d'intrusions de granites ou parfois de microgranites – un métamorphisme thermique se traduisant par des cornéennes et/ou des faciès tachetés. Là où ces derniers se sont développés au sein d'une entité encore identifiable et cartographiable, cette entité – de type h1-2 ou h2/p – est figurée avec sa teinte spécifique et avec une surcharge indiquant le métamorphisme de contact. En revanche, des secteurs relativement vastes sont figurés en « cornéennes et schistes tachetés indifférenciés » car les mauvaises conditions d'affleurement, l'intrication des différentes roches et une plus grande intensité globale du métamorphisme thermique ne permettent pas d'y faire de distinction cartographique.

Th1-2. Cornéennes et schistes tachetés indifférenciés. Dans le quart sud-est de la carte, le métamorphisme thermique dû aux intrusions de granites de type $p\gamma^3$ et/ou γ^2 est particulièrement développé. Comme il affecte des formations tournaïso-viséennes hétérogènes et que les conditions d'affleurement sont médiocres, il est impossible de dissocier cartographiquement les différents faciès.

Cependant, sur le terrain et avec l'appui éventuel d'une étude en lame mince, il est possible de distinguer localement :

- des cornéennes, développées aux dépens de roches dont la nature originelle est difficile à déterminer : siltites ou autres roches sédimentaires alumineuses, tufs ? ;
- des faciès tachetés analogues à ceux qui sont décrits ci-dessous, développés aux dépens soit de roches sédimentaires, silteuses pour l'essentiel, de type h1-2, soit de roches volcaniques de type h2/p.

Les cornéennes se distinguent des autres faciès par un aspect plus massif dû à une disparition presque complète de la stratification ou de la fluidalité originelle. En effet, sur un fond homogène très fin, de teinte grisâtre avec des nuances variables, se détachent des taches gris sombre plus ou moins régulièrement réparties, de forme généralement arrondie et de taille assez homogène pour un même échantillon, mais variant de 0,1 à 5 mm d'un échantillon à l'autre.

Elles sont bien exposées à mi-distance entre Thury et La Chapelle où elles affleurent de part et d'autre d'une petite route autour du point (x = 768,44 ; y = 2 227,96 ; z = 386,7) et donnent de très abondantes « pierres volantes » dans des champs situés à proximité. Vers le Nord, un faciès à fond rubéfié apparaît dans des champs situés à l'Ouest du bois de la Guêpière, à une altitude de 390 à 395 m soit 15 à 20 m en-dessous de la base du lambeau de grès triasiques figuré sur la carte.

L'examen en lames minces montre une texture noduleuse et parfois des reliques de clastes ou de phénocristaux permettant de déterminer si la roche originelle était une arénite ou un tuf porphyrique. Les taches noduleuses sombres correspondent à des amas de phyllites de taille variable, constitués de biotite prédominante, décolorée ou non, microphyllites incolores et parfois mica blanc en petites paillettes. Ces amas phylliteux proviennent probablement de la rétomorphose de porphyroblastes de silicates d'alumine. Ils sont noyés dans un fond plus clair formé de microphyllites incolores dans lequel se détachent de petites particules de minéraux opaques.

Dans un échantillon récolté à une vingtaine de mètres sous la base des grès triasiques, l'examen au microscope révèle les différences suivantes :

- des agrégats de lamelles de biotite, fraîche ou ferruginisée, et de fréquent mica blanc sont présents en bordure de la plupart des nodules ;
- le fond microphylliteux, rubéfié par suite de la présence d'hydroxydes de fer provenant en partie de la ferruginisation de biotite, renferme en outre de l'adulaire réparti de façon hétérogène ;
- la roche est recoupée par des veinules de quartz.

Le passage des cornéennes aux schistes tachetés n'est pas visible sur le terrain en raison de la grande discontinuité des points d'observation. L'hétérogénéité des faciès du métamorphisme de contact peut être observée, de façon discontinue, grâce aux affleurements situés le long de la D 14 au Sud-Ouest de Molinot.

Γ_{h1-2}[1]. Faciès de schiste tacheté surimposé aux siltites et grès du Tournaisien-Viséen (h₁₋₂). Au contact des intrusions de granitoïdes subvolcaniques du Viséen supérieur et/ou de microgranites porphyriques, les siltites et grès ont localement subi un métamorphisme thermique se traduisant par un faciès de schiste tacheté.

En limite nord de la carte, plusieurs bons affleurements rocheux se trouvent à proximité du moulin de Solonge : dans le lit du ruisseau du Gué-Berny, juste en aval de la chute d'eau, ainsi que dans les fossés et talus de route. Le métamorphisme thermique se traduit par d'innombrables taches

très sombres allongées parallèlement à la stratification avec une longueur de l'ordre de 1 mm en moyenne pour un maximum de 2 millimètres.

Un échantillon montre une alternance de lits de 3 à 5 mm de puissance, les uns gris clair sans la moindre tache, les autres vert kaki avec de très abondantes petites taches sombres. Son étude en lame mince montre que les lits clairs ont conservé leur texture arénitique et ont une composition de siltite sableuse riche en quartz tendant vers un grès fin. Dans les lits vert kaki, à composition initiale de siltite argileuse, la texture arénitique est complètement oblitérée par la texture noduleuse due au développement de très abondantes taches de métamorphisme thermique, constituées d'amas de microphyllites et de très fines particules opaques qui expliquent la teinte sombre de ces taches.

Cet exemple illustre bien le fait que les paragenèses du métamorphisme de contact dépendent non seulement de la température mais encore de la nature chimico-minéralogique des roches.

Aux confins occidentaux de la carte, au Nord-Ouest de Barnay-Dessous, figurent deux petits corps de siltites tachetées à texture noduleuse, observées uniquement en « pierres volantes » dans des champs situés à plus de 400 m d'altitude et qui se singularisent par un dense réseau de fissuration. L'étude en lame mince montre que les fissures ont une épaisseur de 0,04 à 0,4 mm et un remplissage de quartz + parfois adulaire, phyllites, (hydr)oxydes de fer.

$\Gamma_{h1-2[2]}$. Faciès à amas de biotite blastique surimposé aux tufs, ignimbrites et laves ($h2ip$) du Viséen supérieur. Ce faciès est dû au métamorphisme thermique provoqué par les intrusions de leucogranites de type γ^2 dans les tufs, ignimbrites et laves du Viséen supérieur ($h2ip$).

Il affleure notamment de part et d'autre de la D 16, dans le lit du petit cours d'eau partant de l'extrémité nord-ouest de l'étang de Breuil, et à la faveur d'une petite carrière située ($x = 761,4$; $y = 2\ 234,6$) sur la rive gauche du ruisseau de Breuil à environ 500 m en aval de l'étang.

Au Sud de Coëffant, les tufs à biotite blastique ne peuvent plus être distingués cartographiquement des autres faciès de métamorphisme de contact et font partie des « cornéennes et schistes tachetés indifférenciés » décrits ci-dessus.

Sur le terrain, le faciès à biotite blastique a une teinte grise et il est très difficile de le distinguer des tufs gris dépourvus de métamorphisme thermique, alors qu'en lame mince la différence est évidente : sur un fond très finement recristallisé par recuit thermique, se détachent d'abondants amas de taille variable (0,1 à 3 mm), constitués de petites paillettes de biotite blastique très

fraîche. Le nombre de paillettes par amas est proportionnel à la taille de l'amas : il varie de moins de 10 pour les plus petits amas jusqu'à une centaine pour les plus gros.

Dans le cas de la carrière située en aval de l'étang de Breuil, les amas montrent une disposition planaire qui lui confère une allure de « granite gneissique » (terme sous lequel il figure sur la feuille Beaune à 1/80 000, 3^e édition).

INTRUSIONS MAGMATIQUES DU CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR

Roches plutoniques en massifs intrusifs dans les formations dinantiennes

Les formations dinantiennes sont recoupées et métamorphosées par des intrusions de deux types de granites :

- un granite porphyroïde à biotite ;
- des leucogranites de grain fin à moyen à deux micas, de caractère franchement per-alumineux, qui recoupent le granite porphyroïde.

Ces granites apparaissent à l'affleurement dans les vallées de l'Arroux et de ses affluents rive gauche (côté Est) : les ruisseaux de Villeneuve, de Breuil et de Lachanche, de la Corcelles et de la Petite-Drée.

$\rho\gamma^3$. **Granite porphyroïde à biotite, généralement arénisé** ($\neq \rho\gamma^3$). Ce granite occupe des surfaces relativement importantes dans le quart sud-est de la carte : dans la partie la plus amont de la vallée du ruisseau de Lacanche et surtout de part et d'autre du ruisseau de Corcelles et de la partie amont de la Petite-Drée. Plus à l'Ouest, il n'apparaît plus que de façon sporadique. Sur le terrain, il est très facile à identifier grâce à sa texture porphyroïde très marquée, caractérisée par la présence de cristaux de feldspath potassique rose et de un à plusieurs cm de long.

Les affleurements rocheux sont rares. Les plus sains se trouvent à environ 1 km au Sud-Est de Villeneuve, à l'Est du bois de Narvau, dans le lit d'un petit ruisseau qui permet d'observer, de façon discontinue, la coupe illustrée par la figure 4.

Le plus spectaculaire de ces affleurements se situe ($x = 765,25$; $y = 2\ 230,40$) dans un pré à 500 m au Sud de Vellerot, sur la commune de Saint-Pierre-en-Vaux. Les tablettes de feldspath potassique rose ont des sections subrectangulaires atteignant 7 cm de long sur 3 cm de large. Elles se détachent sur un fond à grain moyen (1 mm à 1 cm) dans lequel il est facile de

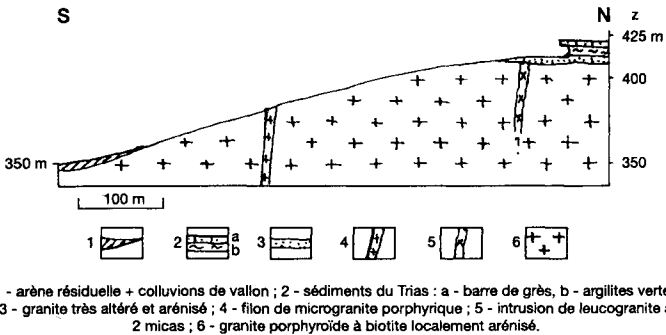


Fig. 4 - Coupe géologique le long d'un ruisseau du bois de Narvau
(extrémité sud de la coupe : x = 757,95 ; y = 2232,70)

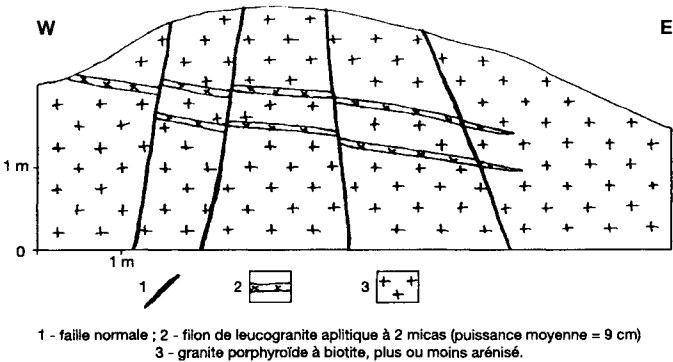


Fig. 5 - Coupe d'un petit grattage à l'Est de Molinot (x = 772,22 ; y = 2226,15)

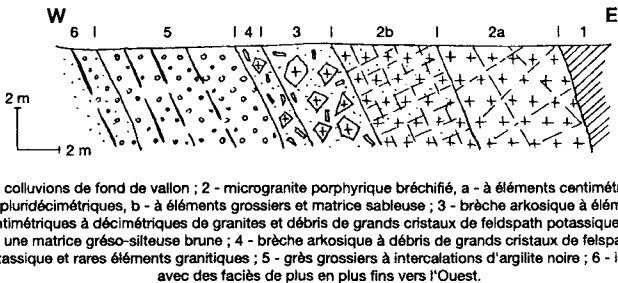


Fig. 6 - Coupe d'un talus à l'Est de la gare d'Épinac,
montrant la base renversée du Stéphanien (x = 766,60 ; y = 2222,65)

distinguer du plagioclase en petites tablettes de teinte blanchâtre, du quartz à éclat vitreux et de forme plus ou moins arrondie et de la biotite en lamelles. La roche paraît saine au premier abord mais se désagrège au moindre coup de marteau.

Cette altération supergène est encore plus explicite dans deux petites carrières :

- l'une, abandonnée, se trouve ($x = 765,50$; $y = 2\ 231,20$) à 100 m au Nord-Est de l'extrémité est du hameau de Vellerot et montre un faciès d'isaltérite dû à une arénisation en place, avec conservation de la texture porphyroïde et de quelques enclaves ovoïdes, de un à plusieurs cm de long, sombres par suite de leur richesse en biotite et à grain ≤ 1 mm ;
- l'autre, encore exploitée par intermittence, se trouve ($x = 769,75$; $y = 2\ 230,55$) juste à l'Est de Champignolles ; l'arénisation y est moins poussée, les sections de feldspath potassique atteignent 7 cm x 4 cm et parmi les rares enclaves sombres à grain fin, complètement arénisées, la plus grande a une section grossièrement elliptique avec un grand axe de 20 cm et un petit axe de 8 centimètres.

Dans la partie supérieure de la carrière de Champignolles se trouve une zone très altérée, de teinte violacée et d'environ 2 m d'épaisseur, sous-jacente à un lambeau d'arkoses triasiques. Ailleurs, les conditions d'affleurement ne permettent pas de voir la discordance, mais en de nombreux endroits il est possible d'observer, sous la couverture mésozoïque, les deux types de phénomènes suivants :

- une rubéfaction croissante en montant en direction de la base des dépôts triasiques, comme par exemple le long de chemins à l'Est de Vellerot ;
- une silicification décrite plus loin dans les « Formations siliceuses ».

L'altération supergène se traduit par le développement d'une arène, sur une épaisseur impossible à estimer sans l'aide de sondages, et qui varie probablement en fonction de la topographie, de la fracturation, etc. Qu'elle soit remaniée ou non, cette arène se reconnaît du premier coup d'œil grâce à l'abondance des débris de feldspath potassique rose de quelques mm à quelques cm de long. Dans les champs labourés cette teinte rose est même visible de loin. Un examen plus attentif montre la présence de nombreux cristaux de quartz de taille infracentimétrique.

L'étude en lame mince des échantillons de roches les plus frais montre que les grands cristaux automorphes de feldspath potassique – finement perthitique – présentent des inclusions de plagioclase et de quartz et une fréquente couronne externe constituée d'associations micropegmatitiques de feldspath potassique et de quartz. Ces grands cristaux sont sertis dans une matrice à texture hypidiomorphe grenue dans laquelle les minéraux se répar-

tissent en deux familles granulométriques : d'une part, des cristaux de plagioclase et de quartz de 0,8 à 1 cm de long et d'autre part, des cristaux de plagioclase, quartz, feldspath potassique et biotite de taille nettement plus petite (1 à 5 mm).

Le feldspath potassique de la matrice forme des petits plages xénomorphes dans lesquelles il est parfois en association symplectique avec du quartz, et qui peuvent englober de petits cristaux de plagioclase. Le quartz a une extinction faiblement onduleuse ; les grands cristaux arrondis, présentent des fissures à remplissage de feldspath potassique et une couronne de micropegmatite, tandis que les petites plages sont très xénomorphes. Quelle que soit sa taille, le plagioclase montre un zonage de composition, oscillatoire ou non, auquel se superpose parfois un zonage d'altération. La biotite (environ 10 % de la roche en volume) forme des lamelles aux contours déchiquetés, isolées ou en petits amas, à pléochroïsme intense allant du brun pâle au brun-vert foncé ; elle est localement chloritisée. Apatite, zircon et oxydes de fer et/ou titane sont des minéraux accessoires, en inclusions dans la biotite pour l'essentiel.

γ². Leucogranites de grain fin à moyen à deux micas. Intrusifs dans les formations dinantiennes et dans le granite porphyroïde, ils apparaissent sporadiquement – sous forme de corps d'étendue variable – sur presque toute l'étendue du socle anté-stéphanien, n'étant totalement absents (en surface du moins) que dans le secteur nord-ouest de la carte.

Ils se distinguent facilement des autres granitoïdes grâce à leur caractère leucocrate se traduisant par une teinte rose pâle, et à la coexistence de deux micas : biotite et muscovite. Le grain est généralement fin à moyen, avec des variations qui vont de 1 mm à 1 cm d'un corps à l'autre, voire sur un même affleurement. Les passages pegmatitiques, à grain supérieur à 1 cm, sont rares.

Ils affleurent notamment de façon sporadique sur les deux rives de l'Arroux, depuis la source jusqu'au bassin d'Autun-Épinac, et le long des affluents rive droite de l'Arroux que sont les ruisseaux de Villeneuve, de Lacanche et de Corcelles, ainsi que la Petite-Drée.

• **Faciès à grain fin.** Ce faciès aplitique est le plus résistant à l'altération de sorte qu'il apparaît sous forme :

– soit de nombreux chicots rocheux, comme par exemple le long de la Petite-Drée entre Molinot et Santosse, notamment au point de prélèvement de l'échantillon 7A32 (tabl. 1, en annexe) qui a une teinte rose violacé car il ne se trouve qu'à une vingtaine de mètres sous la discordance du Trias ;

– soit d'abondantes « pierres volantes » dans des champs comme par exemple à 750 m au SSE de la mairie de Saint-Pierre-en-Vaux où nous avons récolté l'échantillon 8C14 (tabl. 1 en annexe).

Les relations avec le granite porphyroïde ne sont que rarement exposées. À 1 km à l'Est de Molinot, en bordure nord de la petite route menant à Santosse, une petite carrière montre la coupe illustrée par la figure 5.

Sur des cassures fraîches la roche ressemble à un morceau de sucre qui aurait une teinte rose. La finesse du grain (≤ 1 mm) fait que seul un examen à la loupe permet de distinguer du quartz, des feldspaths roses, de la muscovite et de la biotite altérée.

L'étude en lame mince montre une texture hypidiomorphe grenue à tendance monzonitique et de rares micropegmatites ; la taille de grain est relativement homogène, de l'ordre de 1 mm en moyenne. La composition minéralogique est analogue à celle du faciès à grain moyen, à l'exception de la présence sporadique de magnétite accessoire.

• **Faciès à grain moyen.** Un bon affleurement rocheux, facilement accessible, se trouve ($x = 767,8$; $y = 2\ 240,1$) juste au Nord du moulin des Bois en rive gauche de la partie la plus amont de l'Arroux. L'observation macroscopique montre de la biotite altérée, de la muscovite, du quartz gris et vitreux et des feldspaths roses parmi lesquels il est difficile de distinguer le plagioclase du feldspath potassique.

L'étude en lame mince révèle une texture hypidiomorphe grenue, monzonitique, avec une taille de grain hétérogène, variant entre 1 mm et 1 centimètre. La composition est typiquement granitique. Le quartz est xénomorphe, interstitiel par rapport aux feldspaths dont il peut englober de petits cristaux ; il présente une extinction onduleuse et des sous-grains. Le feldspath potassique est un microcline, moiré et perthitique, sous forme de plages xénomorphes à subautomorphes dont les plus grandes englobent des petits cristaux de plagioclase, ce qui confère à la roche une texture monzonitique. Le plagioclase acide (albite–oligoclase) est subautomorphe à automorphe et criblé de micropaillettes phylliteuses. La biotite est peu abondante (2 à 3 % de la composition modale) et est complètement altérée en chlorite + minéraux de fer et/ou titane + mica blanc. La muscovite, un peu plus abondante (5 %) est très xénomorphe, de cristallisation très tardive, en lamelles plus fréquemment groupées en amas qu'isolées, parfois kinkées. Des amas de mica blanc + chlorite correspondent probablement à de la cordiérite altérée. Le zircon est un minéral très accessoire.

Ce faciès a été exploité dans quelques carrières, notamment au Sud-Ouest de Voudenay, en bordure de la route menant à Villeneuve. La carrière la plus

proche de Voudenay ($x = 755,12$; $y = 2\,234,27$) montre un leucogranite subgrossier et fortement altéré, renfermant une zone orientée N100°E à veines siliceuses et argiloferranes.

• **Faciès à grain grossier : pegmatites.** Les pegmatites, caractérisées par une taille de grain de un à plusieurs cm, sont exceptionnelles. Dans la carrière de Champignolles, le granite porphyroïde est recoupé par un mince (puissance ≤ 4 cm) filon de pegmatite rubanée avec du quartz au milieu et du feldspath potassique rose sur les deux bords. Ailleurs, des pegmatites apparaissent sous forme, soit de blocs déplacés par l'homme, soit de traînées de « pierres volantes » dans des champs.

Roches subvolcaniques tardives (Carbonifère supérieur)

$\mu\gamma$. **Microgranites porphyriques à biotite.** Ils recoupent sous forme de filons et de sills les formations viséennes, le granite porphyroïde à biotite et les leucogranites à deux micas.

Ces filons et sills apparaissent sur toute l'étendue du socle anté-stéphannien et ont des orientations et des puissances variables. En dehors des carrières, il est difficile d'estimer ces puissances, car les affleurements ne montrent généralement qu'une partie des corps.

Sur le terrain, les microgranites tardifs se distinguent par deux critères : d'une part, ils forment des corps franchement sécants sur les entités antérieures, et d'autre part, leur texture est microgrenue et généralement franchement porphyrique. En effet, la longueur des phénocristaux de feldspaths dépasse très fréquemment 1 cm et peut atteindre 7 centimètres.

Dans le quart nord-ouest de la carte, deux carrières offrent d'exceptionnelles conditions d'observation :

- l'ancienne carrière du Pont-de-Colonne ($x = 760,65$ à $761,17$; $y = 2\,239,95$ à $2\,240,30$), à 2 km WNW d'Arnay-le-Duc ;
- une autre carrière abandonnée, située ($x = 752,2$ à $752,5$; $y = 235,1$ à $235,5$) à 1 km au Nord de Barnay.

La première montre :

- dans sa partie occidentale, un filon de microgranite porphyrique à méso-stase rose à rouge, d'orientation N100°E et pendage de 50° vers le Nord ; au niveau le plus bas de la carrière, est bien exposé le contact avec le microgranite encaissant qui est microbréchifié et hydrothermalisé, alors que le filon présente une bordure « figée » et fluidale ;

– dans sa partie orientale, un ensemble filonien complexe se ramifiant en corps de puissance variable et présentant des bordures « figées », d'épaisseur variable et proportionnelle à la puissance du filon, constituées d'un faciès à phénocristaux de petite taille (0,5 à 2 mm) sertis dans une mésostase rose pâle.

La carrière de Barnay est traversée sur toute sa longueur par un filon N140°E, pendant vers le Nord-Est et puissant d'une dizaine de mètres. Au cœur de ce filon la taille des tablettes de feldspath potassique atteint 6 cm x 2 cm x 1 cm et le diamètre des phénocristaux de quartz est de l'ordre de 1 cm, alors que sur les bordures la taille de l'ensemble des phénocristaux diminue rapidement pour arriver à 0,5 cm au contact du granite encaissant, très fracturé. Ce filon renferme des enclaves gris sombre à verdâtres, de forme ovoïde ou anguleuse et de taille pouvant atteindre 20 cm x 16 cm en section.

Dans la partie orientale de la carrière, un superbe contact est visible entre le granite à biotite et le toit d'un corps de microgranite porphyrique à mésostase grise et phénocristaux de feldspath potassique de teinte beige clair et de longueur ≤ 3 centimètres. Dans le mètre supérieur, la mésostase devient nettement plus sombre et la taille des phénocristaux diminue rapidement en s'approchant du granite encaissant, qui est cataclasé et hydrothermalisé jusqu'à une dizaine de centimètres au-dessus du contact.

Ailleurs, les microgranites porphyriques tardifs affleurent en de nombreux endroits à la faveur de petites exploitations abandonnées, indiquées sur la carte pour la plupart, ou de barres rocheuses. L'altération sous la couverture mésozoïque se traduit par des faciès à mésostase rouge brique, violacée ou brun orangé, et à phénocristaux de plagioclase altérés en argiles vert délavé, alors que les phénocristaux de feldspath potassique ont conservé leur couleur rose ou grise initiale. Le gradient d'altération sous la discordance est par exemple bien visible dans le fossé ouest de la D 36 à 2 km au NNW de Thury ($x = 765,45$; $y = 2\,229,95$).

L'étude en lames minces permet d'apporter quelques précisions. Dans le cas de la carrière de Barnay, 30 à 50 % de phénocristaux (en volume) sont noyés dans une pâte à grain très fin, micropegmatitique. Ces phénocristaux sont constitués de plagioclase zoné, plus ou moins séricitisé et/ou parfois potassifié, feldspath potassique, quartz à habitus rhyolitique ou non, biotite très souvent chloritisée. La mésostase est composée de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite chloritisée, apatite accessoire. Les enclaves ont une texture microgrenue légèrement porphyrique (10 à 15 % de phénocristaux ≤ 4 mm) et une composition de microtonalite à silicates ferromagnésiens hydroxylés (biotite et possible amphibole) complètement altérés.

Dans la bordure « figée » d'un corps de la partie orientale de l'ancienne carrière du Pont-de-Colonne, la mésostase est granophyrique, renferme

d'abondantes micropaillettes de mica blanc et englobe 15 à 20 % de petits (≤ 2 mm) phénocristaux constitués de quartz largement prédominant, à fréquent habitus rhyolitique et fréquente couronne granophyrique, plagioclase, feldspath potassique, biotite très altérée. Une analyse chimique (éch. 2B38, tabl. 1 en annexe) confirme le caractère très acide : $\text{SiO}_2 = 77,49$ % et révèle de fortes teneurs en K_2O (6,17 %) et Th (64 ppm).

ρ . Microgranite à faciès de rhyolite porphyrique. Dans l'angle nord-ouest de la carte nous avons distingué cartographiquement un faciès de microgranite rose à rouge qui s'apparente à une rhyolite à texture porphyrique et se poursuit au Nord sur le territoire de la feuille à 1/50 000, Pouilly-en-Auxois (Lorenz *et al.*, 1967), où il est également cartographié en tant que rhyolite avec le symbole ρ . Cependant, il s'agit non pas d'une lave mais d'un faciès de bordure d'un microgranite auquel il passe progressivement.

Sur le terrain ce faciès rhyolitique est facile à identifier : dans un fond rose crypto-cristallin sont régulièrement répartis de petits phénocristaux, de 0,5 à 5 mm de long, parmi lesquels il est aisé de distinguer des cristaux plus ou moins arrondis de quartz à éclat vitreux et des tablettes de feldspaths de teinte rose pâle. Il affleure juste à l'Est de Cherchilly dans le talus et le fossé à l'intérieur du virage de la petite route qui rejoint la D 106 et dans une petite carrière abandonnée, située ($x = 754,32$; $y = 2\,241,12$) à 1 km plus au Sud-Est, où la fracturation principale a une direction $\text{N}15^\circ\text{E}$ et un pendage de 65°W . Il affleure également dans le hameau des Bordes. Ailleurs, il se retrouve sous forme de blocs, soit épars dans les champs ou dans les bois, soit utilisés pour la construction de murets.

L'étude en lame mince confirme la texture microgrenue porphyrique : 25 à 35 % de phénocristaux sont sertis dans une mésostase très finement grenue. Les minéraux en phénocristaux sont, par abondance décroissante, les suivants :

- quartz en cristaux arrondis ou non, isolés ou en petits amas, à rares golfes de corrosion ;
- plagioclase acide (oligoclase), peu séricitisé, en lattes automorphes isolées ou en agrégats en association éventuelle avec du feldspath potassique ;
- orthose en tablettes ;
- biotite plus ou moins décolorée en lamelles parfois kinkées ;
- allanite métamicté, accessoire.

La mésostase est composée de quartz, feldspath potassique et plagioclase pigmentés par des hydroxydes de fer qui expliquent la teinte rose, biotite plus ou moins altérée et minéraux opaques accessoires.

*FORMATIONS SILICEUSES
AU SEIN DU SOCLE ANTÉ-STÉPHANIEN*

Si. Socle silicifié sous les grès du Trias : [1] - en place ; [2] - zone de dispersion des « pierres volantes ». Sous la discordance du Trias, apparaît en de nombreux endroits une silicification qui affecte parfois les formations viséennes et beaucoup plus fréquemment les granites de type rg3 ou Lg2. Les conditions d'affleurement sont médiocres et en dehors des quelques chicots siliceux indiqués sur la carte (Si[1]) nous n'avons observé les différents types de roches silicifiées que sous forme d'abondantes « pierres volantes » dont nous avons délimité les zones de dispersion (Si[2]) sur les pentes. Il est cependant certain qu'il existe, dans des secteurs boisés ou couverts de prés, d'autres zones silicifiées, entièrement masquées en surface lors des levers de la carte, mais que des travaux anthropiques ou des phénomènes naturels pourraient faire apparaître un jour.

Si_[1]. Socle silicifié en place. Des chicots de granitoïdes silicifiés se rencontrent à l'Ouest d'Arnay-le-Duc, de part et d'autre de l'Arroux, et également près de Coëffant, dans le quart sud-est de la carte.

À 6 km à l'Ouest d'Arnay-le-Duc, la colline située au Nord de l'établissement thermal de Maizières est constituée d'un granite subvolcanique viséen de teinte rose. Au sommet de la colline, entre 405 et 410 m d'altitude, ce granite est induré par un réseau de veines de quartz de teinte variable et localement géodique. En contrebas, des blocs de quartz et/ou de granite silicifié se trouvent sporadiquement sur le versant sud de la colline. Sur le flanc opposé (rive gauche) de la vallée de l'Arroux, le bois des Rochers doit son nom à la présence d'une barre rocheuse constituée d'un faciès tout à fait analogue.

À 1,4 km à l'Ouest de Coëffant, sur la piste menant au Plessis et dans le talus nord de cette piste affleure une roche gris clair à violacé, très siliceuse, renfermant des clastes de feldspath et de quartz. Il s'agit probablement d'une arène de granite porphyroïde fortement silicifiée, comme dans le cas du célèbre site de la Roche-Percée près de Vézelay (Adolphe et Desmaneges-Lorenz, 1974).

Des silicifications affectent également les tufs viséens et même les siltites associées, comme par exemple au Nord-Est d'Épinac, dans la partie nord-ouest du bois des Coupées où des tufs et siltites silicifiés et localement microbréchiques affleurent sur un chemin sous une ligne haute tension (x = 769,0 à 770,1 ; y = 2 225,0 à 2 225,15).

Si_[2]. Zone de dispersion des « pierres volantes ». Dans la plupart des cas les « pierres volantes » constituées de roches silicifiées proviennent d'une source non visible en surface.

Les pierres et blocs de leucogranite à deux micas silicifié sont particulièrement abondants dans les champs au Sud-Est d'Ebruyères (commune de Viévy), entre les cotes 369 et 339, où se trouvent mêlés des débris des roches suivantes : leucogranite rose sillonné de veines de quartz ou non, quartz massif, rare greisen constitué d'un engrenage de cristaux de quartz et de lamelles de mica blanc. Au milieu de la zone, une ancienne carrière permet d'observer *in situ* un leucogranite altéré, parcouru par des veines de quartz.

Au Sud de Vernusse (commune de Saint-Pierre-en-Vaux) les champs permettent d'observer une arène de granite porphyroïde et, entre 380 et 385 m d'altitude surtout, des blocs et pierres constitués de brèches à éléments de granite et abondant ciment de quartz.

Q. Filons de quartz : stérile (2), minéralisé en fluorine (1). Nous avons localisé et cartographié des filons de quartz dans trois secteurs de la carte :

- en limite occidentale où se trouve le filon de Maine, exploité pour sa minéralisation en fluorine (*cf.* plus loin), et au moins trois filons de quartz stérile ;
- dans le quart nord-est où un filon stérile affleure sur la rive gauche de l'Arroux au Sud du moulin des Bois ;
- dans le quart sud-est où 4 filons stériles sont identifiés.

En dehors du secteur de Maine, où l'érosion a complètement décapé les grès triasiques, tous ces filons de quartz se situent en contrebas de la base de lambeaux de grès du Trias.

Le filon stérile le plus spectaculaire est celui qui se trouve à environ 1 km à l'Ouest de Corcelles, au centre du quart sud-est de la carte. Au Sud de la rivière, il apparaît dans des prés sous forme d'une barre rocheuse de direction N10°E et de 1 m de puissance visible, qui vers le Sud, disparaît sous des formations superficielles masquant ses relations avec la base des grès triasiques. À l'extrémité sud de cette barre, le quartz est massif, microscaccharoïde et de teinte grise à rouge violacé. Sur l'affleurement le plus au Nord, en lisière d'un petit bois, le quartz est microbréchiq ue et gris clair avec des vides enduits de limonite.

Le filon du Moulin-des-Bois a également une direction N10°E et une puissance visible de 1 mètre. Il est encaissé dans un leucogranite à grain moyen et correspond probablement à une silicification intense de ce granite le long d'un accident cassant. Au Sud, le contact avec les grès sus-jacents n'est pas visible.

FORMATIONS STÉPHANO-AUTUNIENNES

Shoshonites supposées stéphaniennes

$\tau\alpha\beta^2$. **Shoshonites (Stéphaniens inférieurs probables)**. Ces roches volcaniques effusives, à composition de trachybasaltes à trachyandésites basaltiques potassiques, apparaissent en trois gisements, correspondant probablement à des vestiges de coulées, situés en limite septentrionale du bassin d'Autun. Ce sont, de l'Est vers l'Ouest, les gisements de Morgelle, Buet et Le Mauguin-La Chaume (juste au Nord d'Igornay).

Plus à l'Ouest, sur le territoire de la feuille à 1/50 000 : Lucenay-l'Évêque (Delfour *et al.*, 1995), le « basalte » des Pelletiers se trouve exactement dans la même position géologique, comme le montre le schéma structural ; au Nord des Pelletiers également, une mince coulée est associée à des conglomérats à galets divers, démantelés en surface. C'est aussi probablement le cas à l'Est de l'étang de Morgelle, où un chemin creux est entaillé dans des tufs viséens surmontés d'une arène sablo-argileuse emballant des galets rocheux. Aussi sur la présente carte avons-nous fait figurer un conglomérat ($\tau\alpha\beta^2_{[1]}$) à cet endroit.

• **Gisement de Morgelle.** Juste au Nord-Est de l'étang se trouvent des blocs d'une roche volcanique à pâte grise piquetée de petits phénocristaux jaunâtres, le tout faisant fortement effervescence à l'acide chlorhydrique. À 500 m au Nord-Est de l'étangaffleure un faciès se singularisant par une altération en petites boules à cœur beige et cortex brunâtre piqué de petites taches rouges.

L'étude en lame mince du faciès gris révèle une texture microlitique porphyrique. Les microlites de feldspath ont une disposition planaire soulignant une fluidalité d'écoulement. Le reste de la mésostase est constitué de quelques reliques de biotite brun orangé, de granules opaques ou brunâtres et d'abondants silicates ferro-magnésiens complètement altérés en calcite et autres carbonates. Ces mêmes silicates carbonatisés constituent les phénocristaux qui sont petits ($\leq 1,4$ mm), représentent environ 10 % de la composition modale et ont des formes qui suggèrent que le silicate originel était de l'olivine. Les quelques amydales sont composées de quartz et calcite.

• **Gisement du Buet.** Dans la partie orientale du hameau de Buet apparaît un petit corps de shoshonite, qui a été exploité à son extrémité sud dans une petite carrière. Il montre un faciès altéré avec une pâte vert kaki englobant des phénocristaux d'un silicate ferro-magnésien pseudomorphosé en limonite et renfermant des xénocristaux de quartz de 2 mm à 1 cm de diamètre.

• **Gisement d'Igornay-Nord.** Juste à l'Est des ruines de la ferme de la Chaume, un talweg offre une coupe SW-NE. Elle démarre dans des tufs viséens très altérés, puis après une lacune d'affleurement, permet d'observer une shoshonite d'abord très fracturée et altérée à pâte vert kaki délavé, puis devenant de plus en plus fraîche pour arriver à un faciès noir juste au-dessus d'une petite cascade.

L'examen du faciès noir en lame mince révèle une texture holocristalline porphyrique avec environ 20 % de phénocristaux dont la longueur varie entre 0,2 et 2,5 millimètres. Parmi les phénocristaux apparaissent deux types de silicates ferro-magnésiens : une ancienne olivine complètement altérée en bowlingite + carbonate(s) et une amphibole brune fortement opacifiée par des oxydes de fer et/ou de titane. La mésostase renferme des petits cristaux d'abondants feldspaths et de clinopyroxène, des paillettes de biotite brun orangé, des granules opaques, de l'apatite accessoire et de rares xénocristaux de quartz.

L'analyse chimique (éch. 5B06, tabl. 1 en annexe) révèle une très forte teneur en K_2O : 5,68 % qui ne peut s'expliquer que par la présence de feldspath potassique ou plutôt d'anorthose, car une coloration sélective au cobaltinitrite de sodium laisse les feldspaths incolores. Comme nous le verrons plus loin dans les « Conditions de formation des entités géologiques », l'appellation de **shoshonite** semble la mieux adaptée à cette roche.

Albin Michel-Lévy (1908) avait décrit ces « basaltes » comme des lamprophyres à partir de critères minéralogiques. L'analyse chimique montre également une analogie avec les lamprophyres, ce qui est compatible avec leur forte teneur en U : 96,5 ppm.

$\tau\alpha\beta^2$ [2]. **Zone silicifiée, localement minéralisée en fluorine (Lias probable).** Au Sud-Est du talweg de La Chaume, se trouve un surprenant faciès d'altération de teinte beige. Ce faciès se suit de façon discontinue au sein d'une bande, distinguée sur la carte, qui se poursuit vers le Sud-Est jusqu'à un petit grattage à flanc de coteau se trouvant au-dessus d'une ancienne galerie ayant servi à la reconnaissance d'une minéralisation en fluorine. La texture est soit homogène, soit vacuolaire et/ou amygdalaire avec un fréquent remplissage de quartz, géodique ou non, soit en cocardes. Un examen attentif à la loupe révèle la présence ubiquiste de reliques de petits phénocristaux complètement pseudomorphosés en minéraux secondaires et l'existence sporadique de fluorine violette ou verte.

Cette bande silicifiée se situe entre 330 et 350 m d'altitude, alors que la base du lambeau triasique le plus proche se trouve vers la cote 410 mètres.

L'étude pétrographique confirme qu'il s'agit bien de « basaltes » porphyriques silicifiés avec des phénocristaux relictuels constitués soit d'olivine

complètement altérée, soit d'une biotite brun orangé à brun-rouge étonnamment fraîche dans certains échantillons. Un échantillon est minéralisé en fluorine plus barytine.

L'analyse chimique d'un échantillon (5B07, tabl. 2 en annexe) confirme l'intensité de la silicification : $\text{SiO}_2 = 74\%$ contre $54,6\%$ dans le « basalte » frais. Cette très forte augmentation de la teneur en silice est compensée par une chute des teneurs en presque tous les éléments majeurs (notamment Fe, Mg, Na, Ca) ou en traces (notamment Sr et U). Seules les teneurs en K_2O , TiO_2 et Ba restent pratiquement constantes. La teneur en Cr reste encore relativement élevée (259 ppm) ce qui confirme bien que la roche primaire était basique.

Bassin stéphanien d'Épinac

La série houillère d'Épinac est surtout connue d'après les anciens travaux miniers, dont « Épinac-les-Mines » a été le centre du XVIII^e siècle jusqu'en 1960, ainsi que par des sondages de reconnaissance. Les affleurements sont à l'heure actuelle assez réduits et consistent le plus souvent en bancs gréseux plus ou moins conglomératiques.

Actuellement, la coupe la plus complète est observable à environ 500 m à l'Est de l'ancien carreau de mine et du bâtiment qui abritait le chevalet, en bordure nord d'un petit étang. D'Est en Ouest, cette coupe (fig. 6) montre une masse de microgranite porphyrique bréchifié, puis en position inverse la séquence sédimentaire détritique suivante :

- trois bancs de 1,5 m de puissance chacun constitués d'une brèche arkosique renfermant des débris lithiques ou monominéraux de granitoïdes tout à fait analogues à ceux qui affleurent plus à l'Est dans la partie amont de la vallée de la Petite-Drée ; il s'agit en effet de quelques petits blocs plus ou moins arrondis de leucogranite à deux micas et de granite porphyroïde à biotite, et d'abondants débris de grands cristaux de feldspath potassique rose spécifiques de ce même granite porphyroïde ;
- 6 m d'une alternance de grès grossiers conglomératiques et de lits décimétriques d'argilite noirâtre micacée ;
- environ 24 m du même type d'alternance avec des faciès plus fins, dont seule la partie basale est représentée sur la figure 6.

Du côté ouest la masse de microgranite porphyrique est en contact tectonisé, mais probablement non intrusif, avec les sédiments stéphanien. Du côté est, elle disparaît malheureusement sous des formations superficielles de sorte que sa position est ambiguë : s'agit-il d'un bloc glissé, emballé dans la brèche arkosique, ou bien d'une partie du soubassement cristallin

renversé par plissement en même temps que la pile sédimentaire. Il est à noter que le socle granito-gneissique affleure un plus au Sud, dans la partie nord de la feuille à 1/50 000 Le Creusot (Courel *et al.*, 1988) où il est d'ailleurs recouvert en discordance par quelques lambeaux relictuels de grès stéphanien, situés au Nord et Nord-Est de Morlet.

Sur le plan cartographique, nous distinguons deux ensembles :

h5b. Schistes et grès houillers (Stéphanien moyen). La série houillère productive d'Épinac est composée de grès, schistes et couches de charbon (h5b_[1] et fig. 7 en hors texte). Elle affleure sur une étroite marge le long de la bordure orientale du bassin, selon une direction générale N-S et un pendage ouest, d'abord faible puis s'accroissant en profondeur comme le montre la coupe C-D (en marge de la carte).

h5bP. Grès et conglomérats du mont Pelé (Stéphanien moyen). La série grés-conglomératique « stérile » du mont Pelé affleure plus largement sur une partie du bassin stéphanien. Il s'agit essentiellement de grès grossiers à éléments conglomératiques et de niveaux argilo-schisteux ou charbonneux de faible épaisseur.

La flore hygrophyte (à *Annularia*, *Pecopteris*, *Sphenopteris*, *Odontopteris*) permet de dater cet ensemble du Stéphanien B. La microflore est à dominante de spores monolètes (*Laevigatosporites*, *Punctatosporites*, *Thymospora* et *Spinospores*, plus de 80 %), tandis que les pollens monosaccates et disaccates (*Florinites*, *Cordaïtina*) sont peu abondants.

Bassin permien d'Autun

L'Autunien stratotypique occupe la plus grande partie du bassin. D'une épaisseur totale de plus de 1 200 m, il est caractérisé par la présence de couches de schistes bitumineux ainsi que par une flore (voir ci-dessous) et une faune typiques de paléoniscides (*Aeduella*) suivie par l'apparition d'amphibiens stégocéphales (*Actinodon*, *Branchiosaurus*, *Pelosaurus*, *Sauvarus*) et des premiers reptiles (*Stereorachis*, *Callibrachion*, *Haptodus*). La microfaune à crustacés conchostreéens (*Estheria tenella*, *Candona*), syncarides (*Nectotelson*) et uronectides confirme le caractère lacustre du bassin.

Sur le plan lithologique c'est la fréquente présence de ciment carbonaté, voire de bancs carbonatés (Delfour *et al.*, 1991, p. 35) qui oppose le plus clairement les faciès schisto-gréseux de l'Autunien à ceux du Stéphanien.

Les schistes bitumineux ne sont en réalité pas des schistes, mais des argilites compactées qui se délitent en feuillets, et ils ne sont pas bitumineux

dans la mesure où la matière organique, d'origine essentiellement algaire (algues d'eau douce : botriococcacées) et accessoirement ligneuse, qui représente jusqu'à 25 % en poids, n'est pas libre, mais évoluée sous forme de kérogène. Elle ne libère des hydrocarbures qu'après craquage du kérogène à des températures de l'ordre de 450 °C.

Autunien inférieur

r1a. Argilites et grès, schistes bitumineux, grès et conglomérats à la base (Autunien inférieur). À l'Est, la base de l'Autunien diffère relativement peu des sédiments du Stéphaniens qu'elle recouvre en discordance globale. Nous avons appelé « Autunien de base » cette série intermédiaire à faciès littoral de type houiller, mais qui appartient structurellement à l'ensemble autunien. Sur les bordures nord (de Dinay à Mology) et sud (Pauvray-Veuvironnes sur la feuille Le Creusot), la série est constituée de schistes, de grès grossiers et de conglomérats, dans lesquels s'intercalent encore des couches de charbon (r1a11) ou plus exactement de « lignite bitumineux » sans traces de végétation au mur, ce qui le différencie du charbon stéphaniens ; ces couches sont suffisamment épaisses pour avoir été exploitées, à Mology et à Dinay, dans le cadre de la feuille Épinac. L'Autunien de base existe très probablement plus à l'Ouest, mais n'affleure pas sur les bordures du bassin, masqué par l'Autunien inférieur « classique » transgressif. Son épaisseur est comprise entre 100 et 200 mètres.

L'étude du contenu floristique montre une flore de transition à *Alethopteris grandini*, *Callipteridium pteridium*, *Odontopteris brardi*, *Pecopteris cyathera*, ainsi que des formes plus typiquement autuniennes telles que *Taeniopteris multinervis*, *Walchia piniformis*, et différentes espèces de *Rhachiphyllum*, *Autunia* et *Lodevia* (ex. *Callipteris*). Les déterminations palynologiques confirment le maintien d'un milieu humide avec la présence dominante de spores monolètes et trilètes.

L'Autunien inférieur « classique » comprend deux assises définies par les couches de schistes bitumineux (r1a12) qui y ont été exploitées. Il débute par l'Assise d'Igornay, qui affleure aux alentours de ce village, et qui est constituée principalement de faciès fins : argilites grises, siltites ; les grès peu grossiers et les conglomérats étant peu fréquents et peu épais, sauf au sommet de l'assise (ou Grès) de Lally. Cette assise renferme à sa base la première couche de schistes bitumineux, anciennement exploitée à Igornay. Son épaisseur est de 200 à 250 mètres.

La deuxième assise de l'Autunien inférieur est l'assise de Muse. On trouve à sa base la couche de schistes bitumineux de Lally, puis sur plus de 100 m d'épaisseur, des alternances grés-conglomératiques et argilo-silteuses avec petits bancs carbonatés, avant d'atteindre la couche de schistes bitumineux de

Muse. La partie supérieure de cette assise est mal connue. Son épaisseur est de 300 à 400 mètres.

r1aS. Schistes et grès stériles (Autunien inférieur). Vers le centre et le Sud du bassin, à la partie inférieure des buttes de Curgy et de La Come, les couches de schistes bitumineux se stérilisent, et l'ensemble des dépôts sédimentaires s'uniformise en devenant plus grossiers : grès à galets et conglomérats. Cette différenciation est le reflet de la dissymétrie du bassin et de sa formation à partir d'une marge sud en subsidence, et d'une alimentation détritique grossière principalement à partir de la marge méridionale (coupe A-B).

Autunien supérieur

r1b. Argilites, grès, schistes bitumineux (Autunien supérieur). L'Autunien supérieur a une épaisseur de l'ordre de 500 mètres. Il comprend, dans la partie ouest de la feuille, les assises suivantes :

– l'Assise de Surmoulin (250 m), avec à sa base la grande couche de schistes bitumineux de Surmoulin (r1b(1)), activement exploitée dans le passé, au-dessus de laquelle se développe un ensemble argileux à rares intercalations de grès et de petits niveaux carbonatés ou bitumineux ;

– l'Assise de Millery (250 m), dans laquelle les faciès fins prédominent, avec une succession d'argilites grises et d'une dizaine de couches de schistes bitumineux, formant le Faisceau des Télots, de rares intercalations gréseuses, et dans la moitié supérieure le groupe du boghead, argilites plus ou moins riches en matière organique incluant la fine couche de boghead (r1b(2)), charbon d'algue (*Botriococcus*) à plus de 50 % de matière organique, accompagnées de laminites argileuses et de bancs carbonatés.

r1bC. Faciès de Curgy : grès et conglomérats ± rubéfiés, argilites rouges (Autunien supérieur). Les niveaux fins précédents passent latéralement vers l'Est aux faciès rouges de Curgy : grès plus ou moins argileux, arkoses et conglomérats à nombreux micras, plus ou moins rubéfiés, avec lesquels ils sont localement imbriqués. Cependant, il semble que les décharges conglomératiques particulièrement grossières (galets de gneiss de 30-40 cm provenant du socle au Sud du bassin) que l'on trouve à la limite sud de la carte, à l'Est de Curgy jusqu'à Veuviron, soient légèrement postérieures aux dépôts du sommet du groupe du boghead. Il ne s'agit cependant pas de Saxonien. Sur la coupe A-B, leurs relations de discordance ou d'imbriication avec le faciès r1b sont interprétées comme l'indication de dépôts de chenal fluvial dans le lac r1b.

FORMATIONS MÉSOZOÏQUES

• **Code de lecture.** Pour être complète, la présentation des terrains sédimentaires post-hercyniens et de leurs formations superficielles a trait aussi bien aux caractères généraux des roches ou aux paysages qui révèlent leur présence, qu'à des considérations beaucoup plus détaillées et spécialisées sur le microfaciès, la faune fossile ou la biostratigraphie.

Pour faciliter la recherche d'informations particulières à usage professionnel, celles-ci sont donc classées par thèmes, toujours dans le même ordre. Les thèmes sont indiqués en marge du texte, en caractères italiques. Une lecture sélective est ainsi possible, de même qu'un accès aux données proprement géologiques à partir d'autres thèmes plus familiers à certains lecteurs, ou plus faciles à appréhender, tels que le thème géographie par exemple.

<i>Informations générales</i>	
<i>Épaisseur</i>	. Épaisseur moyenne ou maximale de la formation, reconnue localement.
<i>Localisation</i>	. Affleurement sélectionné pour une reconnaissance des terrains, indiqué par le nom de la localité, de la commune et par les coordonnées Lambert x et y.
<i>Lithologie</i>	. Description des roches, de leur stratification et de leur comportement.
<i>Géographie</i>	. Paysage. Relation entre les roches et le développement des formations superficielles, la morphologie, l'hydrographie et l'écoulement souterrain, la couverture végétale, l'habitat, etc.
<i>Informations pour spécialistes</i>	
<i>Microfaciès</i> <i>Minéralogie</i>	. Énoncé des constituants de la roche ; résultats d'analyses sédimentologiques ou minéralogiques significatifs.
<i>Paléontologie</i>	. Contenu faunistique et floristique fossile représentatif de la formation et de son époque.
<i>Datation</i>	. Zonation biostratigraphique d'après les fossiles de niveau récoltés.

Rubriques utilisées dans la présentation des formations sédimentaires mésozoïques

Les figures 8 et 9 (en hors-texte) donnent les principales caractéristiques lithologiques et biostratigraphiques ainsi que les lacunes des dépôts liasiques et bajociens présents sur le territoire de la feuille Épinac. Elles précisent les formations ou groupes de formations cartographiées, la position des coupures lithologiques utilisées sur la carte. Cette biostratigraphie est fondée sur celle de E. Cariou et P. Hantzpergue (1997) et celle de Debrand-Passard *et al.*, (1984), ainsi que sur les récoltes de fossiles trouvés sur cette feuille (voir texte) et sur les feuilles voisines (voir Courel *et al.*, 1988 ; Gélard *et al.*, 1983 ; Lorenz *et al.*, 1967).

Trias moyen-supérieur et Lias inférieur

t-l₁, tG, t-l₂. **Ladinien - Carnien - Rhétien - Hettangien : grès, argiles, marnes, calcaires.**

• **Introduction et avertissement.** Comme sur les feuilles voisines, chaque couche sédimentaire est, en général, représentée par une teinte et une notation spécifiques sur la feuille Épinac. Elles correspondent à la fois à une formation (roche, association de roches à faciès apparenté ou complexe très particulier) et à une époque de sédimentation déterminée (étage ou subdivision d'étage). Mais la cartographie des terrains du Trias et du Lias inférieur, qui constituent la base de la couverture sédimentaire et reposent en discordance sur le socle varisque, fait exception ici à cette règle pour plusieurs raisons :

- les conditions d'observation ne sont pas favorables à la détermination des contours de chacune des couches ; les affleurements sont rares et très discontinus car les bancs durs et résistants à l'érosion – en proportion réduite – alternent avec des roches friables en petits bancs et d'épaisses couches à dominante argileuse ; l'ensemble est généralement masqué par les produits d'érosion ;
- le faciès, l'épaisseur et l'âge des premiers dépôts sur le socle (couche de base) varient considérablement du Sud-Est au Nord-Ouest de la feuille ;
- les possibilités de datation précise de chaque entité lithologique sont très restreintes en raison de la rareté des gisements fossilifères affleurants et stratigraphiquement déterminants.

Au Sud-Est, vers Ivry-en-Montagne, l'ensemble sédimentaire qui s'intercale entre le socle et les calcaires hettangiens-sinémuriens est diversifié (grès, argiles, marnes, calcaires, dolomies, gypse...) et son épaisseur est d'environ 65 m alors qu'au Nord-Ouest, autour du plateau de Marcheseuil, n'affleurent à ce niveau que 10 à 15 m de grès moyens à fins et d'argiles plus ou moins sableuses, interstratifiés. Cette évolution latérale est la résultante de la transgression marine sur le socle varisque, qui semble – selon les corrélations que l'on peut faire à l'échelle régionale (Courel, 1970 – commencer au Trias moyen au Sud-Est et n'atteindre le secteur de Marcheseuil, c'est-à-dire la bordure du Morvan actuel, qu'à la fin du Trias. Ainsi, les premiers bancs gréseux datent probablement de l'Anisien ou du Ladinien à Ivry, mais ont été rapportés au Rhétien à Manlay (Chaput, 1922). Pour la représentation du Trias de cette feuille, les conventions cartographiques sont donc les suivantes :

- Distinction de trois secteurs
- plateau de Marcheseuil et Manlay et relief des Bordes, dans l'angle nord-ouest de la feuille ;

- forêt de Buan, en limite NNW de la feuille ;
- pays d'Arnay, centre et Sud.

- Distinction de trois ensembles d'âge différent correspondant à ces trois secteurs :
 - un ensemble t-li ou Trias et Lias inférieur indifférenciés (Rhétien et Hettangien *pro parte*) dans le secteur Marcheseuil ;
 - un ensemble tG tronqué par la surface d'érosion dans le secteur de la forêt de Buan, peut-être plus ancien que le Rhétien ;
 - un ensemble tG-t-l2 sur le reste du territoire, plus puissant et plus complet, datant vraisemblablement du Trias moyen et supérieur, du Rhétien et du début de l'Hettangien.

- Cartographie de quatre entités lithologiques :
 - une formation t-li à dominante grés-argileuse à Marcheseuil ;
 - une formation tG à dominante gréseuse sous la forêt de Buan ;
 - une formation gréseuse de base triasique tG et une formation supérieure composite, hétérogène, à dominante argilo-marno-gréseuse t-l1, plus au Sud.

La description suivante et la cartographie des couches triasiques et liasiques aux affleurements rares, s'appuient particulièrement sur les observations anciennes fournies par les auteurs et particulièrement par L. Courel (1970) et R. Mouterde (1952).

Secteur de Marcheseuil, au Nord-Ouest

t-li. Grès de base quartzeux, moyens à fins, plus ou moins friables. (Rhétien et Trias plus ancien ?) ; argiles et marnes à petits bancs gréseux et carbonatés interstratifiés (Rhétien et Hettangien inférieur ?).

Épaisseur. Environ 15 mètres.

Localisation. Tranchée TGV au Nord-Ouest de Voudenay (x = 753,73 ; y = 2 236,28) ; tranchée routière à Bard-le-Régulier (x = 750,16 ; y = 2 240,46) ; tranchées de la voie ferrée au Nord et au Sud de Ménin-Thiroux à Manlay (observation des anciens auteurs) ; fondations à Ménin-Thiroux (lors du lever cartographique).

Lithologie. Des affleurements très sporadiques et la géomorphologie laissent percevoir parfois sur le terrain deux ensembles : un ensemble inférieur, gréseux, d'une épaisseur de l'ordre de 5 m et un ensemble supérieur, argilo-marneux, plus ou moins gréseux et à petits bancs carbonatés, d'environ 10 mètres.

- **Grès de base.** Les Grès de base sont partiellement observables sur quelques affleurements au sommet du versant oriental de la vallée du Trévoux, dans les tranchées de chemins de fer et sur les sommets à l'Ouest de Voudenay. Par ailleurs, quelques indications sont données sur les coupes de sondages pour le TGV. Le socle est surmonté par au moins 4,5 m de grès fins bien calibrés, plus ou moins argileux, durs ou friables selon le niveau, essentiellement quartzeux, à grain anguleux ou émoussé. La teinte est tantôt très claire, jaune, blonde, tantôt brune ou ocre. Les grès forment des petits bancs qui alternent avec des argiles sableuses. Vers le haut se développent des bancs gréseux plus massifs, homogènes, uniformes, beiges, à horizons colorés mais la tendance est à la subdivision en petits bancs à fin litage.

La base de t-*li* a été observée en détail lors du lever dans la tranchée du TGV située vers Voudenay. Elle est constituée par 1 m d'argile sableuse brun foncé, ocre, brique ou gris clair, de type arène très évoluée, qui passe progressivement et par alternances à des grès fins à moyens très légèrement micacés (muscovite), ocre-jaune et gris clair, friables. Cette coupe semble présenter des similitudes avec celle de Diancey (feuille Pouilly-en-Auxois ; Lorenz, 1962) où l'on observait une « couche d'arène » à stratification irrégulière entre un socle altéré et des Grès blonds micacés. Mais, à Diancey, ces premiers grès sont parfois interstratifiés avec des marnes et portent des traces de plantes et de lamellibranches alors que sur la plupart des affleurements observés à ce niveau sur Épinac on ne trouve ni fossiles ni trace de carbonatation.

- **Argiles et marnes gréseuses supérieures.** Le complexe argilo-marno-gréseux supérieur n'est observable que très partiellement, à la faveur d'excavations. Ailleurs, il est masqué par les formations superficielles d'altération et de colluvionnement. Il aurait environ 10 m d'épaisseur et serait argileux et argilo-gréseux à la base, argilo-marneux, gréseux et calcaire au sommet.

Des argiles plastiques, vertes, gris clair et rosé, interstratifiées avec des grès semblables à ceux de la base, ont été observées à 5 m au-dessus du socle au Tronçoi (Manlay). Plus haut, des argiles et des marnes grises ou vertes semblent alterner avec des bancs minces (un à quelques centimètres) de Grès blonds, de calcaires argileux fins et de faciès présentant tous les intermédiaires entre le grès calcaire ou dolomitique azoïque et le calcaire gréseux à lamellibranches.

Géographie. Les Grès de base sont suffisamment durs et épais pour donner au versant une pente localement raide, convexe, au-dessus du léger replat ou de la simple rupture de pente au toit du socle érodé. La composante siliceuse et le sol argilo-sableux permettent à la végétation acidophile du socle de se prolonger quelque peu sur la couverture sédimentaire, à ce niveau (secteur des collines forestières du Tronçoi et de la Grange). Autour de la Montagne-

de-Bard, ce relief est surmonté par un replat puis par une pente concave correspondant à l'ensemble argilo-marneux supérieur. Le sol est plus argileux, profond, humide. Le bocage et la prairie s'y développent. L'humidité est due à la faible perméabilité de l'ensemble supérieur, à un ruissellement sous-cutané, à des petites sources et des « mouilles » (marécages) où prolifèrent les joncs. L'eau se perd plus ou moins dans les Grès de base, fissurés et poreux, mais elle réapparaît au toit du socle, jalonné de sources et de mouilles.

Paléontologie. L. Collot (1891), E. Chaput (1922) et J. Lorenz (1962) signalent la présence d'empreintes de plantes et de lamellibranches – en particulier *Ostrea* sp. – dans les Grès blonds à diverses hauteurs et notamment dans les deux premiers mètres au-dessus du socle.

Datation. Les premiers bancs calcaires de l'ensemble l2-4, qui surmonte t-li, sont datés de l'Hettangien inférieur. Selon E. Chaput les grès qui contiennent *Ostrea* sp. et qui ont le faciès Grès blonds du Rhétien de Bourgogne seraient de cette époque à Manlay. Reste à savoir si tout l'ensemble t-li est d'âge rhétien ou si :

- d'une part, les premiers dépôts – et notamment les argiles arénitiques de la tranchée du TGV - ne dateraient pas d'un Trias plus ancien, comme le suggère J. Lorenz (1962) à Diancéy ;
- d'autre part, la partie supérieure des argiles et marnes à interstratifications gréseuses et calcaires n'appartient pas déjà à l'Hettangien inférieur.

Actuellement on ne dispose d'aucun argument paléontologique pour préciser la datation.

Secteur de la forêt de Buan au Nord-Ouest

tG. Grès de base, faciès intermédiaire (Rhétien ou Trias plus ancien).

Épaisseur. Environ 14 m au maximum ; formation tronquée à l'Ouest par la surface d'érosion.

Localisation. Bois du Creux-de-la-Pierre, au Sud-Ouest de Jouey (x = 759,20 ; y = 2 240,15) ; bois de Marcheseuil, route des Bordes (x = 756,20 ; y = 2 239,78).

Lithologie. Entre Suze, Arroux et ruisseau de Berny, les collines forestières modelées dans le socle sont coiffées par une formation gréseuse qui, dans l'ensemble, présente un caractère intermédiaire entre celui des Grès de Marcheseuil, à l'Ouest, et celui des Grès de base du reste de la feuille. Les conditions d'observation sont mauvaises. Des bancs gréseux affleurent parfois sur quelques décimètres mais le plus souvent n'apparaissent que des blocs de

grès isolés. La granulométrie est variable. Le quartz constitue l'essentiel de la roche. Localement ou à certains niveaux, ce grès est accompagné de feldspaths. Quelques indices conduisent à penser que la base de la couverture sédimentaire est, au moins par endroits, argileuse comme au Nord-Ouest de Voudenay, que ces grès alternent avec de fines couches argileuses ou argilo-gréseuses et que certains bancs sont très friables. Une telle alternance a d'ailleurs déjà été signalée au Nord, à Clomot et à Allerey, sur la feuille Pouilly-en-Auxois.

Géographie. Contrairement aux paysages du Sud de la feuille, celui du secteur de la forêt de Buan et de ses environs ne trahit guère la présence des grès tG. Assez peu résistants à l'érosion, ils ne forment le plus souvent qu'un relief très discret au-dessus d'une légère rupture de pente en haut des versants formés pour l'essentiel, par le socle. En outre, la végétation silicicole du socle couvre aussi les grès. On note cependant qu'elle a tendance à mieux y prospérer, probablement en raison du développement des sols argilo-sableux et de l'humidité. Cette dernière est emmagasinée dans les formations superficielles, ainsi que dans les grès fissurés et poreux. L'eau est en partie retenue par l'écran des couches argileuses intercalaires. Parfois, le développement de la végétation souligne le contact socle/grès.

Datation. Aucun élément de datation n'a été trouvé dans ce secteur. Si l'on considère :

- que les Grès de Marcheseuil peuvent être essentiellement rhétiens ;
- que ceux d'Allerey semblent de même âge mais que ceux de Clomot peuvent être plus anciens (feuille Pouilly-en-Auxois) ;

que les grès tG du reste de la feuille présentent le caractère type du « Trias (moyen-supérieur) bourguignon réduit », on rapportera la formation tG de la forêt de Buan à un « Trias terminal ».

Secteur d'Arnay-le-Duc, Est et Sud

tG. Grès de base quartzo-feldspathiques, grossiers à fins, de cohésion variable, localement minéralisés (principalement silicifiés). (Ladinien, et Anisien ?).

Épaisseur. 12 à 17 m au Nord d'une ligne Igornay-Maligny-Antigny-la-Ville, et 16 à 25 m au Sud, avec des minima en limite nord de la feuille (10 m à Longecourt-lès-Culètre, selon la notice de la feuille Pouilly-en-Auxois) et au centre-ouest (12 m selon les sondages à l'Ouest de Chevigny) et des maxima au Sud-Est (plus de 20 m au Sud-Ouest d'une ligne Épinac-Ivry).

Les Grès de base de la couverture sédimentaire mésozoïque diminuent donc généralement d'épaisseur du Sud-Est au Nord-Ouest sur le territoire de

la feuille, mais si l'on tient compte des épaisseurs indiquées sur les feuilles voisines, un gradient N-S semble également esquissé par les puissances relevées ponctuellement.

Localisation. Contact socle/Trias et premiers horizons : carrière de la Raquette (Pont-de-Colonne) d'Arnay-le-Duc ($x = 761$; $y = 2\,240,4$) ; carrière de Lauronne à Magnien ($x = 759,00$; $y = 2\,234,00$) ; affleurement sous le bois de Narveau au Nord-Ouest de Dracy-Chalas ($x = 757,88$; $y = 2\,232,14$).

– Premiers bancs : affleurements du bois des Montrées, le long de la D 17, au Sud-Ouest de Longecourt-les-Culêtres ($x = 766,8$; $y = 2\,240,25$) ; bourg de Jours-en-Vaux, talus de la route D 146 ($x = 771$; $y = 2\,229,48$).

– Développement : affleurements des gorges de Lacanche ($x = 768,04$; $y = 2\,232,03$) ; carrière du Champ de Perdrix à Épinac ($x = 764,64$; $y = 2\,226,56$) ; corniche de Ressille à Épinac ($x = 768,12$; $y = 2\,223,16$) ; corniche d'Aubigny-la-Ronce ($x = 772,86$; $y = 2\,223,63$).

– Faciès de grès quartziques : carrière de Sasoge à Foissy ($x = 766,85$; $y = 2\,239,25$) ; carrière de Saint-Pierre-en-Vaux, au Sud de Maligny ($x = 765,3$; $y = 2\,232,6$).

Lithologie. De la région d'Arnay-le-Duc, au Nord, à celle d'Épinac et Aubigny-la-Ronce, au Sud-Est, la base de la couverture triasique est essentiellement constituée par des grès quartzo-feldspathiques grossiers et fins (grain centimétrique à millimétrique) durs ou au contraire très friables selon le niveau, en bancs généralement épais, massifs à la base et lités au sommet. Cependant, à l'affleurement, par altération, tous les niveaux peuvent apparaître localement plus finement lités. La stratification est le plus souvent régulière, subhorizontale, mais un litage oblique et même entrecroisé est observable localement dans les gros bancs inférieurs (secteur de Molinot). Des argiles vertes, grises, brun rougeâtre ou rosé sont interstratifiées en couches relativement minces et en proportion très variable selon l'endroit. Elles ne sont généralement pas observables car masquées par les éboulis et colluvions argilo-sableuses de pente.

Le grès est fréquemment kaolinisé – plus souvent dans la zone inférieure que dans la zone supérieure – et la matrice est tantôt argileuse, tantôt argilo-limonitique, calcaire, dolomitique ou siliceuse, très peu abondante à la base, plus consistante au sommet. Fréquemment, dans la zone inférieure, le grès est poreux et le grain, à peine jointif, comme s'il s'agissait d'une arène mal consolidée ou d'un grès dont le ciment aurait été dissout. Plus haut apparaissent des bancs plus compacts, à grain fortement cimenté par de la silice ou des carbonates. Dans le premier cas, le grès quartzitique est très résistant à l'érosion et les bancs forment des corniches. Des carrières ont été ouvertes pour exploiter ce matériau dur et fournir, par exemple, des pavés pour la voirie. Dans le second cas, les bancs affleurent également en ressaut mais présentent

un faciès de grès cargneules, plus ou moins scoriacé, à vides de dissolution et géodes de calcite. À en juger par l'examen d'une trentaine d'affleurements, à peu près bien répartis entre l'Arroux et le secteur de la Drée, les grès sont plus souvent silicifiés au Nord-Ouest et carbonatés au Sud-Est.

Variantes

Tel est le schéma d'ensemble, mais l'analyse détaillée met en évidence des variantes et des particularités nombreuses. Ainsi, des faciès silicifiés ou carbonatés ont été observés dans les premiers mètres. Les récurrences de grès feldspathique à grain grossier et très peu façonné se produisent jusqu'au toit de la formation et se poursuivent même dans t-l2. La limonitisation semble apparaître à n'importe quel niveau. Les intercalations argileuses ou argilo-sableuses sont développées en certains endroits et quasi-inexistantes ailleurs. Des traces de fluorine et de barytine sont notées dans la description des sondages réalisés dans le secteur central de la feuille, comme au Nord, sur la feuille Pouilly-en-Auxois. Des pseudomorphes de sel gemme (empreintes de cristaux cubiques à la face inférieure des bancs gréseux, au-dessus des joints de stratification argileux) sont signalées par L. Courel (1970) à Lacanche et Maligny.

Le contact entre les grès et le socle n'est observable qu'exceptionnellement car il est quasiment partout masqué par les colluvions de pente sablo-argileuses. Sur les sites référencés plus haut, le socle est surmonté, soit par des sables ou des grès très friables, grossiers à conglomératiques (granulométrie maximale entre un et quelques centimètres), soit, par quelques décimètres d'argile grise et ocre, arénitique, qui rappelle celle de la tranchée du TGV au Nord-Ouest.

Géographie. Arnay-le-Duc, la route d'Autun (RN 81) et la N 6, délimitent approximativement une zone septentrionale dans laquelle la présence des grès tG se fait discrète dans le paysage et une zone méridionale où, au contraire, elle se manifeste très nettement dans le modelé des versants auquel elle donne une facture stratiforme. Elle se traduit en effet très souvent par un abrupt de 10 ou 20 m qui s'intercale entre le replat coiffant les mamelons du socle et le replat ou la croupe de la formation argilo-marneuse t-l2. Au Sud du vallon de la rivière Lacanche, l'effet est même si perceptible que l'on peut tracer une grande partie du contour socle- tG en suivant le relief sur les photographies aériennes et d'après les courbes de niveau de la carte topographique IGN. Au Nord-Ouest, le tracé est plus délicat car l'abrupt est précédé d'une pente concave au niveau des grès friables de la base ou d'un profil empâté par les formations superficielles de versant.

Cette présence des grès tG est également soulignée par une végétation arbustive et arborescente qui jalonne ou couvre l'abrupt et s'intercale entre

les prés et les champs bocagers du socle et la croupe ou le replat t-l1 localement cultivé. Cependant à l'Ouest et à l'amont d'Arnay-le-Duc, dans la vallée de l'Arroux, la forêt occupe encore l'ensemble socle-grès tG.

Datation. Les dépôts tG les plus anciens pourraient remonter au Trias moyen (Ladinien, voire Anisien). Il s'agit en effet d'une formation détritique terrigène à forte empreinte continentale, mais dans laquelle l'influence du milieu marin, ou au moins lagunaire, commence à se faire sentir : le sédiment est plus ou moins trié, les carbonates s'y développent, le sel laisse une marque discrète de sa présence originelle et un fragment de polypier du genre *Cyathocoenia*, du Trias, aurait même été trouvé dans une couche sableuse située sous les grès quartzitiques de Maligny (Alloiteau *in* Courel, 1970). Or, un tel faciès s'apparente aux Grès inférieurs du Maconnais et aux Calcaires gréseux de Milly (Saône-et-Loire), eux-même considérés comme un équivalent latéral de l'unité lithologique du Muschelkalk et datés du Trias moyen. Toutefois, l'évolution des dépôts vers le Nord-Ouest et en particulier la réduction d'épaisseur, la généralisation du faciès Grès blond rhétien et l'apparition de faunes nettement marines incitent à ne pas exclure tG du Trias supérieur.

Premier dépôt conservé sur la surface d'érosion post-hercynienne, tG serait donc le premier témoin de la transgression marine qui va se généraliser sur ce territoire de la bordure nord-est du Massif central au Trias supérieur-Rhétien.

Secteur d'Arnay-le-Duc et Sud

t-l2. Ensemble argilo-marneux avec lits et petits bancs calcaires, gréseux (faciès Grès blonds), dolomitiques, ferrugineux ; amas de gypse au Sud-Est (Carnien-Norien ? Rhétien-Hettangien).

Épaisseur. Environ 15 m ou entre 15 et 20 m selon l'endroit au Nord de l'Arroux ; environ 15 m entre Magnien et Saint-Prix-lès-Arnay et localement plus, à l'Est ; 16 à plus de 20 m de Dracy-Chales à Lacanche ; plus de 20 m vers Uchey : 36 m dans la forêt de Saussey et 47 m à Ivry-en-Montagne.

Localisation. Affleurements rares, très partiels, discontinus, temporaires...

– Zone inférieure : labours au Sud-Est de Molinot (x = 772,70 ; y = 2 225,20), labours sur la butte de Coëffant au Sud de Champignolles (x = 769,1 ; y = 2 228,5 : premiers indices de gypse en versant du Nord-Ouest) ; labours au Nord-Est d'Aubigny-la-Ronce (x = 773,55 ; y = 2 223,85 : zone à gypse) ; labours au Sud-Ouest d'Ivry-en-Montagne (x = 774,2 ; y = 2 227,8 : zone à gypse sommitale).

– Zone médiane à Grès blonds : talus de la route de Sasoge à Mercey, à Foissy (x = 766,36 ; y = 2 237,92).

– Zone supérieure à bancs carbonatés et lumachelles : ancienne petite carrière au Nord-Ouest d'Ivry-en-Mortagne ($x = 773,31$; $y = 2\,229,30$) ; tranchées de la RN 6 à Maligny ($x = 766,6$; $y = 2\,235,2$) et ($x = 767,45$; $y = 2\,234,3$) : gisements fossilifères de R. Mouterde (1952), appartenant aussi à l'Hettangien calcaire ; voir l2C).

• Sondages de référence :

– 525-2-1 au Sud d'Arnay-le-Duc ($x = 763,600$; $y = 237,100$), avec une coupe complète tG/t-l2.

– 525-2-23 au Sud de l'Etang-du-Breuil (Vievy : $x = 761,81$; $y = 2\,233,35$) avec une coupe presque complète de t-l2.

– 525-6-6 à Dracy-Chalas (Vievy : $x = 758,64$; $y = 2\,231,32$), avec une coupe tG/t-l2 presque complète.

Lithologie. L'ensemble t-l2 cartographiable correspond au Trias et au Lias inférieur argileux qui s'intercale entre les Grès de base triasiques et les calcaires hettangiens-sinémuriens. En fait, la formation présente des sédiments très variés dont l'ordonnancement varie latéralement et ces changements de faciès latéraux ne sont pas cartographiables.

Schéma lithostratigraphique type

• **Argiles, grès et carbonates interstratifiés.** Généralement, l'argile est grise, noire ou verte en sondage, verte ou bleue et plus rarement rougeâtre, avec des teintes d'altération jaunes à brunes sur les affleurements. Elles sont plus ou moins silteuses, sableuses, pyriteuses, micacées et calcaires ou dolomitiques dans la zone moyenne et supérieure. À tous les niveaux sont interstratifiés des lits et des bancs très minces (centimétriques à décimétriques) de grès et de carbonates. Les grès sont généralement carbonatés, plus ou moins limonitiques, presque exclusivement quartzeux, à grain fin bien calibré mais anguleux ou émoussé. Cependant, quelques récurrences de faciès feldspathiques grossiers se produisent à tous les niveaux mais en très fines couches. Les carbonates sont des calcaires ou des dolomies, fines ou gréseuses, limonitiques ou non, à débit en dalles ou plaquettes très caractéristiques par leurs surfaces très planes et parallèles. La texture est fine, compacte, ou cristalline, spathique ou à faciès lithographique.

• **Grès blonds médians.** Dans la partie médiane ou un peu plus bas dans la série, les intercalations gréseuses peuvent devenir plus fréquentes et même constituer sur un ou plusieurs mètres la formation dite des Grès blonds rhétiens, bien connue en Bourgogne, mais souvent difficile à individualiser sur le territoire de la présente carte. Le grès est fin et légèrement micacé, carbonaté, de teinte claire au coeur du banc et plus foncée à la périphérie. La partie superficielle des dalles et des plaquettes qui jonchent les labours est souvent brune, rouille ou même noire.

Les grès peuvent être accompagnés de calcaires gréseux, de carbonates ou de grès très ferrugineux et de lumachelles à lamellibranches.

• **Calcaires et lumachelles sommitaux.** Au sommet de la série, toujours interstratifiés dans les argiles carbonatées, les petits bancs marneux, calcaréo-argileux, calcaires et calcaréo-gréseux sont plus fréquents. La fraction gréseuse peut être grossière (grains de quartz de plusieurs millimètres). Les lumachelles à lamellibranches se développent. C'est aussi à ce niveau qu'apparaissent assez fréquemment des petits bancs de calcaire à texture fine et septarias.

Particularités

Les particularités ont été remarquées, pour l'essentiel, au Sud-Est :

- triplement de l'épaisseur du Nord-Ouest au Sud-Est, avec un accroissement surtout marqué au Sud du parallèle de Lacanche et à l'Est du méridien d'Épinac ;
- apparition et développement important du gypse dans le secteur de la forêt de Saussey, Molinot, Ivry-en-Montagne et Aubigny-la-Ronce ;
- développement des carbonates et grès très limonitiques et colorés, plus généralement dans la moitié inférieure et dans le quart sud-est de la feuille ;
- développement des faciès dolomitiques vacuolaires dans le même secteur ;
- traces de barytine dans les Grès blonds de Vievy (sondage 525-2-23) ;
- pseudomorphoses de sel gemme sur des dolomies de la zone inférieure vers Aubigny-la-Ronce.

Géographie. Entre l'Arroux et une ligne Culètre-Lacanche-Saussey-Cussy-la-Colonne-Santosse, l'ensemble argileux t-l2 coiffe les reliefs ou affleure sur les versants entre l'abrupt des Grès de base et le plateau calcaire sommital l2C - l3-4. Au-dessus de la rupture de pente, voire même du replat qui surmonte les grès tG, le profil type du versant sur t-l2 est concave sur la zone à dominante argileuse inférieure, puis convexe au niveau des Grès blonds et autres bancs durs interstratifiés dans la zone médiane, puis de nouveau concave sur la zone argileuse supérieure. Cependant, la pente tend à s'uniformiser au Nord, en raison de la friabilité des Grès de base et de l'absence des Grès blonds rhétiens, individualisés et consistants. D'autre part, les fréquents décalages de couches par failles compliquent la lecture du paysage et gommement localement les effets de l'érosion différentielle. En revanche, l'occupation du sol trahit la présence de t-l2 qui, entre les friches ou les bois de la « couronne tG » et la grande culture des plateaux limoneux l2C - l3-4, intercale une zone bocagère humide et verdoyante, souvent laissée aux pâturages. Elle est jalonnée par quelques petites sources, des ruisselets et des excavations pour abreuvoirs.

Paléontologie. Les premiers niveaux fossilifères rencontrés (rarement) sont dans la partie gréseuse médiane. R. Mouterde (1952) signale des empreintes

de végétaux à Lacanche et dans les Grès blonds situés au Nord-Ouest du village de Magnien, L. Courel identifie des empreintes de lamellibranches du genre *Avicula*, *Gervillia*, *Pecten* et *Mytilus*. Mais la faune la plus abondante se trouve au sommet de l'ensemble t-l2, sous les calcaires l2C. De belles lumachelles à lamellibranches apparaissent en interstratification dans des marnes et R. Mouterde récolte dans les deux tranchées de la RN 6 au Nord-Ouest de Lacanche : *Avicula contorta* Portl, *Isocyprina praecursor* Opp., *Mytilus sp.*, *Placunopsis alpina* Winkler et un peu plus haut, *Cardinia sp.*, *Pecten pollux* d'Orb., *Plagiostoma valoniensis* Defr., *P. punctata* Sow., *Plicatula hettangiensis* Terq., *Ostrea sublamellosa* Dunk., *Zygopleura* et *Protocardium aff. cloacinum* Dunk.

Datation. Les argiles noires ou colorées à dolomies, gypse et pseudomorphoses de sel rappellent les faciès des formations triasiques du Mâconnais, équivalent latéral des Marnes irisées du Keuper. Un âge carnien, voire norien est avancé. Les Grès blonds, par leur faciès et leur association de lamellibranches (à *Avicula contorta*) sont attribués au Rhétien. Quant aux lumachelles trouvées vers le haut de la série et sous l2C dans les tranchées de la RN 6 à Maligny, elles comportent encore des associations du Rhétien et des associations de l'Hettangien inférieur.

Telles sont les subdivisions que l'on peut faire à partir de quelques observations ponctuelles. Mais on ne peut, pour autant, tracer sur la carte des limites chronostratigraphiques correspondant à ces trois époques de sédimentation, car le faciès Marnes irisées peut monter très haut ; le faciès Grès blond peut apparaître très bas et avoir des récurrences très haut et la faune rhétienne est trouvée localement jusqu'à quelques mètres seulement du toit de t-l2.

Secteur de Santosse

t-l. Terrain non reconnu, en zone faillée (Trias et/ou Lias).

Au Sud-Est de la feuille, la région de Santosse est parcourue par un faisceau de failles subméridiennes qui décalent et basculent fortement les couches. Ces dernières mettent en contact diverses formations à composante argileuse du Trias et du Lias inférieur, moyen ou supérieur. Le terrain est couvert, les affleurements rares. La cartographie y devient très approximative. N'ayant pu être déterminé lithologiquement, le versant situé au Sud-Ouest du bourg est représenté avec une teinte particulière. L'attribution au Trias et/ou au Lias (t-l) recouvre toutes les possibilités.

Lias (Jurassique inférieur) (cf. fig. 8 et 9 ; hors texte)

Hettangien

l2C. Calcaire du pays d'Arnay et d'Épinac : calcaires variés, lumachelles, oolites ferrugineuses (Hettangien).

Épaisseur. Quelques mètres, difficiles à déterminer avec précision en raison de la rareté des affleurements et des descriptions de sondages précises ; probablement 1,5 à 2 m au minimum, 3 à 5 m le plus souvent, plus de 5 m lorsque des marnes s'intercalent entre l2C et l3-4.

Profondeur du socle sous l2C : 30 à 35 m vers Arnay-le-Duc et Culètre ; 35 à 40 m de Magnien à Lacanche ; un peu plus de 40 m entre Lacanche et Sully ; environ 65 m à Ivry-en-Montagne.

Localisation. Fossé de chemin à Saint-Prix-les-Arnay (x = 765,1 ; y = 2 236,67) ; coupes avec gisements fossilifères de R. Mouterde (1952) : tranchées de la RN 6 à Maligny (x = 767,45 ; y = 2 234,3) et à Ivry-en-Montagne (x = 774,2 ; y = 2 228,7) et puits à Veilly (x = 771,9 ; y = 237,8).

Lithologie. Comme le Trias, l'Hettangien est cartographié dans le secteur d'Arnay-le-Duc et au Sud, non pas selon les principales subdivisions bio- et chronostratigraphiques mais en fonction de la lithologie : l2C est une couche de calcaires variés hettangiens, mais qui ne représente pas forcément tout l'Hettangien. Elle surmonte en effet l'ensemble t-l2 à dominante argilo-gréseuse dont la partie sommitale peut, elle aussi, dater de l'Hettangien. D'autre part, elle s'associe à la couche calcaire supérieure l3-4 pour former les plateaux entre Arnay-le-Duc et Épinac ; l'extrême base de l3-4 est localement, elle aussi, hettangienne. Mais des différences de faciès sensibles incitent à individualiser ces deux couches là où c'est cartographiquement possible, c'est-à-dire aux alentours d'Arnay-le-Duc et au Sud. A l'Ouest, la différenciation cartographique n'est plus possible (voir l2-4).

La subdivision l2C - l3-4 correspond à la variété des constituants de la couche l2C que l'on peut opposer à l'uniformité du calcaire à gryphées l3-4. Parfois, cette couche est presque exclusivement calcaire ou calcaréo-argileuse, comme à Veilly, Mercey, Uchey (Viévy), Aubigny-la-Ville (Sud-Ouest) ou Ivry. Elle peut aussi être constituée d'une alternance de bancs calcaires et marneux décimétriques à métriques comme au Nord d'Arnay-le-Duc, à Foissy ou au Nord-Ouest d'Ivry, ou encore être séparée du calcaire à gryphées par plusieurs mètres de marnes, comme dans le secteur de Culètre. Les calcaires sont relativement purs ou argileux, gréseux, limonitiques ou construits par tous ces composants. La texture est grossière, très hétérogène ou grenue et cristalline, à éclats spathiques ou fine et même lithographique. La teinte est

grise, gris-bleu, beige et souvent brun-rouge. La fraction organodétritique est absente ou à l'état de petits bioclastes ou de débris d'organismes disséminés dans une matrice abondante, mais il existe parfois des lumachelles.

Une coupe synthétique indiquerait la succession suivante de bas en haut :

- calcaires argileux lithographiques gris, en fines dalles à surfaces très planes ;
- calcaires gréseux, avec ou sans débris d'organismes, à texture fine, moyenne ou grossière, limonitiques ou non ;
- calcaires très hétérogènes, plus ou moins argileux, à matrice fine mais à gros grains de quartz, grandes coquilles de lamellibranches entières ou fragmentées, calcaires bioclastiques grenus avec cassure à éclat spathique rappelant les calcaires à entroques et lumachelles à lamellibranches ;
- calcaires peu ou pas argileux, à matrice fine et teinte sombre (gris, brun, violacé...), plus ou moins coquilliers, avec des oolites ferrugineuses.

Mais les variantes sont nombreuses :

• **Faciès gréseux.** La composante gréseuse (quartz) a été identifiée sur les deux tiers ou les trois quarts des affleurements observés. La granulométrie est très variable ; des grains de quartz ont plusieurs millimètres de diamètre. Le calcaire gréseux peut être également bioclastique, lumachellique et limonitique. Ce faciès est souvent observé à la base de l2C (Veilly, Culètre, Saint-Prix-les-Arnay, Fontaine à Magnien) mais des récurrences sont observées dans la partie médiane (Nord d'Arnay, Uchey à Viévy, Ivry) et jusque sous le calcaire à gryphées (Nord d'Arnay, Saint-Prix-les-Arnay).

• **Faciès bioclastiques.** Tous les intermédiaires sont représentés entre les calcaires à très fins débris d'organismes inidentifiables à l'œil nu, les biocalcarénites recristallisées rappelant les calcaires à entroques, les calcaires à gros débris, à fossiles entiers et les lumachelles. Les fossiles dominant sont les lamellibranches, mais s'y mêlent parfois des bélemnites en grand nombre (Mercey), quelques gastropodes et, plus rarement, des ammonites. Souvent les coquilles ou les tests sont recristallisés ou limonitisés ou dissous, laissant des vides à enduits limonitiques.

• **Faciès ferrugineux.** Les oxydes de fer colorent souvent la roche et la limonite apparaît en pseudo-oolites au toit de la formation ou à proximité. Mais le faciès a été observé aussi plus bas, par exemple à Mercey où deux horizons semblent encadrer la couche, l'un au sommet, dans un calcaire légèrement argileux, fin, bioclastique, gris à brun, à joints de stratification onduleux et l'autre, à la base, dans une lumachelle à pectinidés. Celle-ci, d'ailleurs, est surmontée par un calcaire argileux gris-brun ou bleuté bioclastique à entroques qui comporte des encroûtements et des cloisons limonitiques (septaria).

Quelques grains verts pourraient faire penser à de la glauconie, déjà signalée sur ce territoire par R. Mouterde.

Géographie. (voir l3-4).

Microfaciès. Les calcaires hettangiens ont très souvent une texture micritique, mais dès qu'ils s'enrichissent en débris d'organismes, ils présentent de multiples inclusions sparitiques ou grossièrement cristallines. Parfois le faciès devient biocalcarénitique sparitique comme dans les calcaires à entroques j1a.

Paléontologie. Les gisements fossilifères les plus intéressants ont été trouvés par R. Mouterde dans les tranchées de la RN 6 (voir *Localisation*). À Ivry il signale :

- dans le calcaire argileux à oolites ferrugineuses sommital des lamelli-branches (essentiellement *Gryphea* sp. gr., *Garcuata* Lam et *Cardinia* sp.), des gastropodes dont *Ptychomphalus expansus* Sow., *Microschiza clathrata* Desh. et *Pleurotomaria* cf. *basilica* Chap. et Dew., un polypier, *Montivaultia sinemuriensis* Martin et une ammonite : *Coroniceras* sp. ;
- dans un calcaire bleu lumachellique sous-jacent ou en équivalence latérale, *Coroniceras rotiforme* Sow ;
- dans des marnes gris-bleu intercalaires inférieures, *Schlotheimia* sp.

Ce gisement fossilifère de Maligny (RN 6) est celui qui a déjà été cité pour avoir fourni des fossiles rhétiens et hettangiens dans la zone supérieure de t-11. Un calcaire argileux blanc grisâtre, brun-rouge à sa partie supérieure, très fossilifère, à oolites ferrugineuses, a livré l'ammonite *Psiloceras* (*Caloceras*) cf. *johnstoni* Sow., de nombreux lamelli-branches tels que *Chlamys valoniensis* Deffr., *Cardinia deshayesi* Terq. et *Lima dentata*, des gastropodes comme *Promathildia* et *Microschiza* sp. et un polypier. Plus au Nord-Ouest, un calcaire à oolites ferrugineuses du même niveau a livré *Psiloceras* (*Caloceras*) *pirondi* Reynès.

Enfin, les déblais d'un puits à Veilly ont fourni des grands lamelli-branches (*Cardinia*) dans un calcaire argileux à oolites ferrugineuses et des cardinies associées à *Chlamys valoniensis* Deffr. dans un calcaire argileux compact à nombreux débris de coquilles, sous-jacent.

Datation. Si l'essentiel de l2C est hettangien, l'oolite ferrugineuse supérieure est tantôt de cette époque, tantôt sinémurienne : à Maligny (Mercey, Neuilly, Haut du Mont), *P.* (*Caloceras*) cf. *johnstoni* (espèce indice de sous-zone) et le type d'association de lamelli-branches et de gastropodes permettent d'attribuer l2C à l'Hettangien inférieur alors qu'à Ivry les bancs som-

mitaux sont datés du Sinémurien inférieur par les *Coroniceras* et en particulier *C. rotiforme* (autre espèce indice de sous-zone).

l2-4. Plateau calcaire de Marcheseuil (Hettangien-Sinémurien de la bordure morvandelle).

Épaisseur. Près de 10 m, dont 6 m de calcaire à gryphées.

Localisation. Observation partielle, au niveau du calcaire à gryphées : carrière abandonnée à Manlay (x = 750,98 ; y = 2 239,08). Affleurements fossilifères décrits par R. Mouterde (1952) : passage à niveau de Menin-Thiroux (Manlay) (x = 750,88 ; y = 2 238,80 : Hettangien) ; tranchée du chemin de fer au Nord de Menin-Thiroux (x = 750,66 ; y = 2 239,61 : Hettangien-Sinémurien, *s.l.*) et à Bard-le-Régulier (x = 750,48 ; y = 2 240,4 : Sinémurien *s.s.* et Lotharingien).

Lithologie. La coupe synthétique établie à partir des observations anciennes sur des affleurements aujourd'hui en grande partie masqués est la suivante, de bas en haut :

1. Calcaires argileux, calcaires gréseux et marnes, fossilifères (Lumachelle de Bourgogne) sur 1,5 m :
 - 1.1. Calcaire gris, argileux, à grain fin micacé ;
 - 1.2. Calcaire gréseux, gris clair, à graviers de calcaire et débris d'organismes hématésés, localement riches en lamellibranches ;
 - 1.3. Marnes vertes ;
 - 1.4. Calcaire argileux compact gris-bleu à brun, à joints de stratification irréguliers, débris d'organismes recristallisés, lamellibranches et ammonites et calcaire brun compact à gravelles.
2. Calcaire à gryphées, faciès type du Sinémurien, sur 6 m environ :
 - 2.1. Calcaire bleu à débris d'organismes, petites oolites ferrugineuses et rares gryphées ;
 - 2.2. Calcaire dur, gris à gris-bleu foncé à grain fin, ou microcristallin, en bancs décimétriques, à joints de stratification irréguliers et marnes intercalaires (lits centimétriques), avec fossiles nombreux tels que les gryphées qui forment à certains horizons des lumachelles, d'autres lamellibranches, des bélemnites et des ammonites ;
3. Calcaire gris-bleu fossilifère alternant avec des marnes, sur 2 m environ ; la composante argileuse se développe et annonce le faciès de la série supérieure l5-6 ; les fossiles abondent, tels que gryphées et autres lamellibranches, bélemnites et brachiopodes, formant par endroits des lumachelles, ainsi que des ammonites ; des nodules et des fossiles phosphatés ont aussi été observés.

Géographie. Une très légère concavité surmontée d'un talus discret modifie la pente du versant à une quinzaine de mètres au-dessus des abrupts où affleure le socle et de la croupe formée par les grès de la formation t-li. Cette rupture de pente marque le contact entre les couches tendres sommitales de t-li et la Formation (1) marno-calcaire (Lumachelle de Bourgogne). Le talus et le plateau de Marcheseuil et Manlay sont dus principalement à la résistance à l'érosion du Calcaire à gryphées (2). Le plateau est assez spectaculaire par sa régularité. Il forme une belle surface structurale dont l'inclinaison vers l'Est, peu prononcée à Manlay, devient plus importante au Nord de Marcheseuil comme le pendage des couches auquel elle correspond. Couverte de limons de plateaux (voir B), cette surface est essentiellement occupée par la grande culture qui interrompt la prairie, le bocage, la friche ou la forêt de l'ensemble inférieur t-li.

Paléontologie. Les fossiles inventoriés par R. Mouterde sont, pour l'essentiel, les suivants :

– niveau 1 de la coupe synthétique : lamellibranches tels que *Chlamys valoniensis* Defr., *Cardinia*, *Ostrea*, ammonites telles qu'*Alsatites* cf. *liasius* d'Orb. ;

– niveau 2 : gryphées, dont *G. arcuata*, cardinies et autres lamellibranches, ammonites du genre *Arnioceras* ;

– niveau 3 : *Gryphea cymbium* Lmk, *Pleuromya* sp. et autres lamellibranches, bélemnites (*Prototeuthis*) *acutus* Mill., ammonites comme *Asteroceras* sp., *Promicroceras pyritosum* Spath., *Oxynoticeras numismale* Quenst., *Echioceras raricostatum* Zieten, et autres espèces de ce genre, et enfin des brachiopodes tels que *Rhynchonella fronto* Quenst., *R. furcillata* Théod., *Zeilleria subnumismalis* Dav.

Datation. Dans l'horizon l4 de la coupe synthétique, a été trouvée *Alsatites liasicus*, espèce indice de l'Hettangien moyen. *Psiloceras planorbis* de l'Hettangien inférieur, aurait été trouvé au même endroit (Menin-Thiroux). Quant à la zone à *Schloteimia angulata* de l'Hettangien supérieur, elle serait mal représentée ou absente.

La plus grande partie de la Formation du Calcaire à gryphées (niveau 2) est bien datée du Sinémurien s.s. dans la région. L'âge est encore confirmé ici par la présence d'*Arnioceras* et la faune associée dont *G. arcuata*. Les derniers bancs, riches en bélemnites, sont aussi datés du Lotharingien par les ammonites et en particulier par *Echioceras raricostatum*, espèce indice du Lotharingien supérieur.

Sinémurien s.l. (l3-4)

l3. Calcaire à gryphées arquées ; oolites ferrugineuses (Sinémurien s.s.).

l3-4. Ensemble calcaire non différencié (sinémurien s.l.).

l4. Calcaires argileux et marnes à bélemnites et calcaire à gryphées ; oolites ferrugineuses et phosphates (Lotharingien).

Épaisseur. Environ 7 à 8 m, dont 6 à 7 m de calcaires à gryphées l3 et l4 et de quelques décimètres à 1 ou 2 m de calcaire argileux et marnes l4.

Localisation. l3 : petite carrière abandonnée au Nord de Culètre (x = 770,08 ; y = 2 241,58) ; tranchée du chemin de fer à Saint-Prix-les-Arnay (x = 763,74 ; y = 2 236,9) ; corniche du Puits du diable au Sud-Ouest d'Auxant (x = 772,800 ; y = 2 238,08) et demi-tranchée de la route D 17 au Sud d'Auxant (x = 773,35 ; y = 2 237,84 et x = 773,64 ; y = 2 237,74, avec faune trouvée par R. Mouterde).

Sommet de l3 et l4 : nouvelle tranchée de la route 33g au Nord-Est de Veilly (x = 772,69 ; y = 2 239,88) ; talus de la D 17 à Antigny-le-Château (Foissy) (x = 769,65 ; y = 2 238,7) et carrière abandonnée décrite par R. Mouterde à Écutigny (x = 774,35 ; y = 234,1).

Lithologie. Les couches sinémuriennes l3 et lotharingiennes l4 ont été regroupées en un seul ensemble calcaire cartographiable l3-4 formant plateau sur de grandes surfaces d'affleurement. La subdivision n'est possible que sur quelques rares affleurements, auquel cas la notation l3 ou l4 est portée sur la carte dans la teinte unique l3-4. Elle n'a dans ce cas, qu'une signification ponctuelle. En fait, l'ossature du plateau est constituée par la formation la plus épaisse et la plus résistante à l'érosion : celle du Calcaire à gryphées (lamelli-branches), sinémurien et lotharingien. Là où les dépôts supérieurs ont été conservés, ces bancs sont coiffés par des calcaires argileux à bélemnites, lotharingiens. La notation l3-4 signifie donc qu'au point considéré sur la carte le Calcaire à gryphées est présent, avec ou sans les calcaires argileux lotharingiens.

La base de l'ensemble l3-4 est localement constituée, sur quelques décimètres, par un calcaire argileux à oolites ferrugineuses qui apparaît comme un faciès de transition entre les couches hettangienne et sinémurienne (voir l2C). Mais l'essentiel de l3-4 est formé par le Calcaire à gryphées dont le faciès est caractéristique et constant dans la région : teinte foncée, grise ou gris-bleu, gris clair ou brune par altération, texture très compacte (pierre très dure), fine, souvent microcristalline, débris d'organismes de toutes tailles et fossiles entiers nombreux ou même accumulés en lumachelles (gryphées et autres lamelli-branches, gastropodes, brachiopodes, bélemnites et ammonites) ; bancs décimétriques à surface irrégulière et joints de stratification ondulés ; interstratification de lits marneux centimétriques ; débit en dalles à surfaces noduleuses, avec aspérités dues aux fossiles, et débris difformes.

Au sommet du Calcaire à gryphées apparaissent de nouveau des faciès de transition, c'est-à-dire des calcaires peu ou pas micro-cristallins mais toujours compacts à grain fin et fossilifères, plus ou moins ferrugineux, gris-bleu à ocre, avec ou sans pseudo-oolites ferrugineuses.

La formation supérieure est nettement moins résistante à l'érosion. Le calcaire est plus ou moins argileux, gris à la base, brun, ocre ou violacé au sommet (Veilly, Écutigny, Antigny-le-Château), à fins débris d'organismes disséminés dans une matrice fine et rostrés de bélemnites entiers ou fragmentés, très nombreux. Les bancs sont minces (5 à 10 cm), réguliers, séparés par des couches de marne feuilletée grise et ocre de 40 à 60 cm d'épaisseur, très riches en rostrés de bélemnites. La patine du calcaire est souvent ocre et terreuse. Des faciès limonitisés, brun-jaune à ocre, avec ou sans pseudo-oolites ferrugineuses, semblent se développer à divers niveaux et notamment au sommet (Culètre, Écutigny, Antigny-le-Château). Des traces, des nodules, des fossiles phosphatés sont signalés en quelques points au toit de la formation. Au Nord-Est de Veilly on remarque que la formation s'enrichit en fossiles vers le haut. Outre les bélemnites, les brachiopodes, gastropodes, lamelibranches et ammonites abondent sur les affleurements.

Par compromis entre le souci de simplification et la norme stratigraphique, la limite entre l3-4 et l5-6 tracée sur la carte, est censée séparer une couche sinémurienne essentiellement calcaire et une couche pliensbachienne marneuse. En réalité, les marnes commencent à se développer au sommet de l3-4 et quelques (rares) affleurements datés montrent que la base de l5-6 comporte encore des petits bancs de calcaires argileux plus ou moins limonitisés et à pseudo-oolites ferrugineuses (Antigny-le-Château).

Géographie. l3-4 constitue avec l2C un ensemble à dominante calcaire résistant entre les épaisses couches argilo-marneuses t-11 et l5-6 beaucoup plus sensibles à l'érosion. Subhorizontal, décapé par l'érosion, il affleure en petits plateaux disséqués en feuilles de chêne au centre et à l'Ouest de la feuille. Abaissé par failles au Nord-Est il forme le « palier » de Veilly-Bessey-Écutigny, remarquable par sa planéité, très légèrement incliné vers le Nord-Est ou l'Est comme le pendage général des couches. Constitué de bancs durs, source de matériaux de construction, il constitue l'assise de fondation préférentielle des villages construits au Nord-Est et sur les hauteurs du Nord d'Arnay-le-Duc à Épinac. Couvert, enfin, par des limons de plateaux (voir B) il est le domaine privilégié de la grande culture céréalière qui alterne avec la prairie temporaire. Sur le pourtour des plateaux, là où l'épaisseur des limons est réduite, des blocs calcaires et des fossiles apparaissent dans les labours, des pierriers et des murets de pierres sèches en limite de parcelles.

Telles sont les particularités paysagères qui permettent de repérer l'ensemble calcaire l3-4. Un autre caractère intéressant est spécifique au secteur

de Veilly : malgré des formations superficielles argileuses développées, la présence en sous-sol du calcaire à gryphées, karstique, est trahie par quelques dolines et pertes très discrètes.

Microfaciès.

- Calcaire à gryphées : micrite ou spamicrite à calcite et dolomite, à plages biocalcarénitiques avec entroques et gros fragments de tests et coquilles recristallisés ; pyrite et limonite disséminées ; quartz silteux en proportion très faible (1 à quelques %) ; traces de glauconite.
- Calcaire à bélemnites : micrite avec une fraction argileuse et une fraction silto-quartzeuse réduite, petits bioclastes et fragments de tests et coquilles, fins, recristallisés, disséminés.

Paléontologie.

- Calcaire à gryphées : lamellibranches et principalement *Gryphea arcuata*, *G. arcuata obliquata*, *Cardinia hybrida* Sow., et autres cardinies de grande taille ; ammonites, dont *Corniceras rotiforme* Sow. et *Schlotheimia scoliopycha* Wähner, *Actomoceras scipionianum* d'Orb. (zone à Bucklandi), *Arnioceras semicostatum* Y. et B. et *A. miserabile* Quenst., *Coroniceras resurgens* Dum., *Microderoceras birchi* Sow., *Asteroceras* cf. *bredonense* Spath. *A.* cf. *brookii* Sow. et autres *Asteroceras*, *Schlotheimia boucaultiana* d'Orb. ; gastéropodes comme *Pleurotomaria anglica* Defr., *Promathildia sinemuriensis* Martin, et *P. jobe* Terq. ; térébratules, rhynchonelles, oursins, bélemnites et rares nautilus.
- Calcaires argileux et ferrugineux supérieurs : bélemnites abondantes ; lamellibranches tels que *Gryphea cymbium* Lam., et des pectinidés ; des brachiopodes comme *Rhynchonella calcicosta* Ram. ou *R.* sp. gr. *deffneri* Opp., *Spiriferina betacalcis* Quenst. et *Zeilleria* aff. *cor* Lmk, et ammonites dont *Arietites* cf. *turneri* Whright, *Asteroceras* (*Aegasteroceras*) *sagittarium* Whright, *Gagaticeras gagateum* Y. et B., S. Buck, *Oxynoticeras* cf. *oxynoium* Quenst. et *O. lotharingicum* Reynès, *Echioceras* pl. sp. gr., *E. rari-costatum* Zieten, *E. (Echioceratoïdes) viticola* Dum, *E. (Plesechioceras)* cf. *delicatum* S. Buck. et *E.* voisin de *nodotianum* D'Orb.

Datation. L'inventaire précédant est intéressant car il montre que :

- d'une part, toutes les zones du Sinémurien et du Lotharingien sont représentées sur le territoire de la feuille Épinac par l'espèce d'ammonite indice de zone ou par des espèces associées ;
- d'autre part, le Calcaire à gryphées gris-bleu date du Sinémurien et du début du Lotharingien et les calcaires et marnes supérieures, à bélemnites, sont du Lotharingien (et du Carixien ; voir 15-6).

Pliensbachien (l5-6 et l6c)

Le Lias moyen (Pliensbachien) est représenté sur cette bordure orientale du Morvan par une épaisse série argilo-marneuse des époques carixienne et domérienne, surmontée par quelques bancs de calcaire organodétritique ferrugineux, du Domérien supérieur. Cette formation calcaire, de quelques mètres seulement, est individualisée par une teinte et une notation spécifiques (l6C) car c'est un niveau repère pour la cartographie (voir *Géographie*).

l5-6. Marnes et argiles gris foncé (Carixien et Domérien)

Épaisseur. Environ 65 m au Nord-Ouest dans la montagne de Bard, et au Nord-Est au mont d'Antigny-le-Château ; vraisemblablement 65 à 70 m plus à l'Est et au moins de cet ordre au Sud-Est (estimation précise impossible par cartographie).

Localisation.

– Marnes carixiennes de base : anciennes carrières et affleurements fossilifères examinés par R. Mouterde à Manlay (x = 751,2 ; y = 2 239,4), à Écutigny (x = 774,35 ; y = 234,6), et à Veilly (x = 771,9 ; y = 238), tranchée de la route 33g au Nord-Est de Veilly (x = 772,69 ; y = 2 239,88).

– Marnes sommitales : ancienne carrière de Bligny-sur-Ouche, examinée par R. Mouterde (x = 776,35 ; y = 236,70).

Lithologie. À proprement parler, les « marnes » du Lias moyen sont des argilites carbonatées à marnes ou calcaires argileux interstratifiés. La fraction argileuse est nettement plus importante que la fraction carbonatée dans la plus grande partie de la formation (une analyse sur un sondage de la région donne 10 à 12 % de carbonates - rapport BRGM 788 SGN 073 JAL). En profondeur, le sédiment non altéré est cohérent et présente même une certaine dureté, mais il est très rapidement ameubli en surface sous l'action des agents d'érosion météoriques (eau et gel). Ces argilites sont gris foncé, très finement litées, plus ou moins silteuses et micacées (micas de moins d'1 mm), pyriteuses, très fossilifères à la base et au sommet et apparemment beaucoup moins dans la zone médiane. Le fossile dominant est la bélemnite et le fossile de niveau remarquable, l'ammonite. À l'affleurement l'argilite est feuilletée, « schisteuse ». Un enrichissement en carbonates se traduit par l'apparition de petits bancs (décimétriques), de miches ou de nodules marneux ou calcaréo-argileux de teinte plus claire, intercalés dans les argilites, du haut en bas de la formation. À la base, le ou les, premiers bancs carbonatés contiennent localement des granules noirs (à cortex ferrugineux) et les marnes ont livré des nodules et des fossiles phosphatés.

Géographie. (Voir à l7-8).

Microfaciès. Les calcaires argileux interstratifiés sont micritiques, à pyrite et limonite, avec des plages bioclastiques à crinoïdes, bivalves et foraminifères.

Paléontologie. Bélemnites en grand nombre, surtout à la base, avec *B. (Hastites) clavatus* Stahl, *B. (H.) umbilicatus* Blainv., *B. (Passaloteuthis) apicicurvatus* Blainv. et avec les ammonites indices de zones et formes associées : *Uptonia jamesoni* Sow., *Trago-phylloceras ibex* ? Quenst., *Zeileria numismalis* Quenst., *Platyleuroceras* sp. gr., *P. brevispina* Sow., *Echioceras* sp., *Acanthopleuroceras maugenesti* d'Orb., *A. cf. arietiforme* Opp., *Tropidoceras* sp., *Prodictylioceras davoei* Sow., *Aegoceras (Androgynoceras) maculatum* ? Y. et *B. Lytoceras fimbriatum* Sow. et *Amaltheus margaritatus* Montf. Brachiopodes tels que *Rhynconella variabilis* minor Rau et *Zeileria numismalis* ; lamellibranches comme *Inoceramus (Pernomytilus) mobilis* Goldf.

Datation. Les ammonites identifiées prouvent qu'au moins quatre des cinq zones du Carixien inférieur au Domérien moyen sont représentées par ces marnes l5-6.

l6C. Calcaires bioclastiques et ferrugineux sommitaux (Domérien supérieur).

Épaisseur. 5 à 10 m ; aucune mesure précise.

Localisation. Corniche dans la montagne de Bard à Bard-le-Régulier (x = 751,65 ; y = 2 240,41) et au Nord ; corniches au Nord-Est d'Auxant (x = 774,85 ; y = 2 240,31) et à l'Est (x = 774,92 ; y = 2 238,6) au Nord de Bligny-sur-Ouche (x = 776,2 ; y = 2 239,7 ; et affleurements voisins) ainsi qu'au Sud de Santosse (x = 774,3 ; y = 2 224,5).

Lithologie. Aucun affleurement n'est suffisamment étendu sur les versants pour permettre une coupe complète de l6C. Sur un abrupt de 3 à 5 m, correspondant vraisemblablement à une formation essentiellement calcaire,affleurent 1 à 2 m de calcaires variés en petits bancs, roux, ferrugineux. Mais en quelques endroits les affleurements et la morphologie du versant se présentent comme s'il y avait deux couches à dominante calcaire, de quelques mètres, séparées par une couche argileuse.

Le calcaire est généralement bioclastique, souvent argileux, mais la texture est très variable, grossière, à débris de tests et coquilles ou plus souvent granulaire, bioclastique, entroques, ou bioclastique plus fin. Les fossiles, essentiellement des lamellibranches, abondent et forment des lumachelles à certains niveaux. Souvent, les coquilles sont brisées, roulées, limonitisées. Tous ces faciès sont souvent roux, limonitisés et l'on observe au Nord-Est comme au Sud-Est un faciès caractérisé par des nodules en boulets, des pisolithes ou des intraclastes argilo-limonitiques ocre, roux, chocolat. La

stratification peut être confuse, avec une alternance de bancs massifs à joints de stratification onduleux et de bancs désagrégés en plaquettes et feuillets irréguliers, l'épaisseur de chaque terme étant de un à quelques décimètres. Mais les mêmes affleurements comportent souvent aussi des petits bancs à joints de stratification très plats, réguliers, à débit en dalles parfois garnies de belles et fines lumachelles. Dans une structure tectonique complexe, faillée, la confusion entre les calcaires l6C et les calcaires l2C est possible. Les surfaces perforées et rubéfiées ne sont pas rares.

Au sommet du ou des ressauts, par exemple sur les bords du plateau l6C de Painblanc, au Nord-Est de la feuille, la série se termine par des calcaires fins et des calcaires argileux, bruns, chocolat, puis gris, mats, à débit en fines dalles bien plates.

Géographie. (Voir à l7-8)

Microfaciès. Texture le plus souvent micritique mais avec passage à des biocalcarénites sparitiques (plus ou moins limonitisées) très semblables aux calcaires à entroques de la zone inférieure de j1a.

Paléontologie. Abondance de lamellibranches du genre *Ostrea*, *Mytilus*, *Avicula*, *Mya*, *Gryphea gigantea* Sow. et *Pseudopecten aequivalvuis* Sow. ; bélemnites et brachiopodes.

Datation. *Pleuroceras spinatum* et *P. hawskerense* trouvés à ce niveau plus au Nord datent l2C du Domérien supérieur, mais des ammonites du Toarcien inférieur (zone à *Tenuicostatum*) ont aussi été trouvées au toit de la formation.

l7-8. Marnes et argiles gris foncé (Toarcien).

Épaisseur. 30 à 35 m dans la montagne de Bard, 50 à 55 m au Nord-Est ; au moins de cet ordre au Sud-Est (non déterminé).

Localisation : Affleurements rarissimes, très limités, temporaires ; trace d'ancienne exploitation au Nord-Ouest de Bligny-sur-Ouche (x = 776,15 ; y = 2 237,40). Sites fossilifères (Rémond et Tintant, 1991) : base de l7-8, labours au Nord d'Auxant (x = 773,90 ; y = 2 239,50) et sommet de l7-8, tranchée de drainage au Sud de Painblanc (x = 773,900 ; y = 2 240,16).

Lithologie. Comme l5-6, l7-8 correspond à une puissante couche marno-argileuse, peut-être plus carbonatée, surtout dans la zone inférieure. Elle débute (sur quelques mètres) par une alternance de bancs calcaréo-argileux ou marneux de un à quelques décimètres qui, selon le niveau et l'endroit observés, sont gris foncé, gris-bleu, bruns et même gris blanchâtre, à stratification sub-horizontale, régulière et plus ou moins fine, à débit en dalles planes, en

cubes, ou en feuillets. La célèbre formation des Schistes carton qui affleure sur les feuilles voisines, au Nord-Est et avec une puissance de 5 à 7 m, semble réduite sur ce territoire. Du moins elle ne donne aucun affleurement comparable et le ressaut formé par les calcaires l6C n'est généralement pas dominé par le même profil en croupe. Toutefois, les marnes affleurant à ce niveau au Nord-Ouest de Bligny-sur-Ouche sont gris foncé et feuilletées, des éboulis de Schistes carton apparaissent au Nord-Ouest d'Oucherotte et une tranchée en bordure sud du plateau de Painblanc découvrait des schistes jaunâtres et gris-bleu peu épais, surmontés par des miches de calcaire fin argileux gris-bleu et brun, limonitique, à la périphérie. Les fossiles abondent souvent à ce niveau, avec prédominance des bélemnites et fréquence des ammonites. Certains horizons sont très pyriteux.

Des teneurs de 30 à 40 % de carbonates ont été obtenues dans les schistes carton vers Sombornon (au Nord-Est de la feuille). Plus haut, la série doit s'enrichir en argile. Partout la formation est, comme l5-6, masquée par les formations argileuses résiduelles et colluviales et par les éboulis des calcaires j1a. Elle doit être constituée de marnes et d'argiles à 10 ou 15 % de carbonates, plus ou moins silteuses, micacées (muscovite, chlorite, rares biotites), gris foncé. Au sommet, le mica et surtout le quartz silteux semblent nettement plus abondant et souligner la stratification fine : le faciès à une tendance psammitique. Des nodules durs, marno-limonitiques, et des granules ferrugineux ont aussi été observés sur l'affleurement très fossilifère de Painblanc (ammonites, bélemnites, gastropodes ...).

Géographie. (voir, l5-6, l6C, l7-8)

De Culètre à Painblanc et Bligny-sur-Ouche, et de Lacanche à Saussay et Ivry-en-Montagne, les terrains du Lias prolongent vers le Sud les paysages types de l'Auxois et de la Terre Plaine, régions naturelles qui se développent plus au Nord entre le Morvan et les hauts plateaux calcaires jurassiques de la Côte-d'Or. L'uniformité du plateau calcaire sinémurien (l3-4) de Veilly-Écutigny est localement interrompue par de légers reliefs en mamelons constitués par des lambeaux résiduels de marnes l5-6. À l'Ouest, ces restes du démantèlement des couches liasiques par l'érosion sont plus importants : la belle butte témoin du Mont à Antigny-le-Château conserve encore tout l'ensemble l5-6 et une partie de l7-8. Entre les deux couches affleurent, vers le haut du versant, les bancs calcaires l6C, qui forment un ressaut très marqué entre la pente concave des marnes inférieures et la croupe des marnes résiduelles supérieures. À l'Est, enfin, on retrouve les profils de versant du Haut-Auxois, avec cet abrupt et cette rupture de pente à mi-hauteur, au niveau de l6C, et le plateau des calcaires du Jurassique moyen qui coiffent des buttes élevées (100 à 140 m). Par endroits, l'érosion a décapé quelque peu la surface des calcaires l6C qui forment alors un petit palier ou plateau intermédiaire (Painblanc).

Sous la couronne des feuillus qui occupent la zone des éboulis calcaires du plateau, les pentes argileuses sont occupées par la prairie temporaire, seulement interrompues par les bosquets qui jalonnent la formation calcaire l6C. La très faible perméabilité des argiles et marnes entretient une humidité de surface à laquelle on doit le caractère frais et verdoyant de cet ensemble paysager.

Quant à la montagne de Bard, au Nord-Ouest elle est, avec ses pentes argileuses, le ressaut médian des calcaires l6C et son chapeau calcaire boisé j1a, un superbe exemple de butte témoin liasique au seuil du Morvan.

Paléontologie. Bélemnites nombreuses, notamment à la base et au sommet, essentiellement représentées par Bélemnites (*Dactylioteuthis*) *irregularis* Schloth. Ammonites abondantes en certains endroits et à certains niveaux = nombreux *Dactylioceras* à Ivry, *Harpoceras subplanatum* d'Orb. (accompagné d'un nautilus du groupe de *Cenoceras terebratum* Dum.) à Painblanc, dans les premiers mètres plus carbonatés ; *Hildoceras bifrons* Brug., *Dactylioceras* (*Peronoceras*) *praepositum*, S. Buckm., *Grammoceras* cf. *striatulum* Sow., *G.* cf. *costigerum* S. Buckm., *G. sp.* = *G. doerntense* Denckm., *Pseudogrammoceras cotteswoldiae* ? S. Buckm. et *Phlyseogrammoceras metallarium* Dum., plus haut ; *Haugia* (*Haugiella*) *vitiosa* Buckm., *H. variabilis* d'Orb., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle et *Grammoceras penestriatulum* Buckm. dans les derniers mètres, près du contact avec les calcaires j1a. *Trochus subduplicatus* d'Orb., gastropode, a été récolté en bas et vers le haut de la formation. Les niveaux plus carbonatés de la base sont, par ailleurs, caractérisés par des restes de poissons (écailles surtout).

Datation. Les fossiles de ce territoire et de celui des feuilles limitrophes indiquent que dans l'ensemble, toutes les époques du Toarcien inférieur au début du Toarcien supérieur sont représentées mais la plus grande partie des dépôts daterait du début du Toarcien moyen (zone à Bifrons). Il est fort possible, cependant, que des lacunes affectent la série en certains endroits, notamment à la fin du Toarcien inférieur (zone à Serpentinum) et du Toarcien moyen (zone à Variabilis) : Painblanc est le seul site de Bourgogne sur lequel ont été trouvés, lors du lever de la feuille, des témoins de la fin du Toarcien moyen (zone à Variabilis, horizon à Vitiosa). Au Toarcien supérieur les lacunes, comme ailleurs en Bourgogne, se généralisent.

I. Lias indifférencié

Dans certains secteurs particulièrement couverts par les éboulis et les formations argileuses résiduelles et colluviales et/ou accidentés par des failles, toute distinction entre les diverses formations du Lias moyen et supérieur devient impossible avec les moyens du levé géologique. Le substratum est donc représenté avec une teinte particulière et la notation « I » et d'autres

symboles qui rappellent la présence de ses formations superficielles (voir Éboulis et Complexe des formations de versant).

Jurassique moyen (cf. fig. 8 et 9 ; hors texte)

Aalénien supérieur ?, Bajocien

j_{1a}. Calcaires à entroques et calcaires variés (Aalénien supérieur ?, et Bajocien). Une étude détaillée de ces niveaux se trouve dans les publications de J.-L. Daulin (1969) et de R. Mouterde (1952).

Épaisseur. De l'ordre de 35 m au Nord-Est et 40 m dans le cirque du Bout de Monde au Sud-Est ; 15 m, ensemble incomplet (érodé) au Nord-Ouest (Montagne de Bard, *in* E. Chaput, 1922).

Localisation. Ensemble de j_{1a} : cirque du Bout-du-Monde (x = 775,2 à 776,5 ; y = 2 222,6 à 2 223,4 = site remarquable, mais falaises difficilement accessibles). Zone inférieure et moyenne : corniches et falaises de Bligny-sur-Ouche à Oucherotte (x = 776,9 ; y = 2 238,65, et x = 776,80 ; y = 2 238,82, et x = 777,48 ; y = 2 238,08 et x = 775,44 ; y = 2 227,85). Zone supérieure : affleurements de la route D 970 Lusigny-Beaune (x = 777,6 ; y = 2 234,86) et carrière abandonnée de la montagne de Voichey (x = 776,36 ; y = 2 235,90), à Bligny-sur-Ouche.

Lithologie. Comme sur le territoire des feuilles nord, est et sud, l'ensemble calcaire bajocien comprend, lorsqu'il est complet, 4 unités (notées b à e dans cette notice uniquement) qui sont, de bas en haut : les calcaires à entroques (b), les calcaires à polypiers (c), les calcaires variés, avec ou sans chailles (d) et les calcaires grumeleux supérieurs (e).

Des calcaires noduleux, en bancs à joints ondulés ou irréguliers, semblables aux calcaires à faciès e, à marnes intercalaires, ont été observés aux environs sous les calcaires à entroques (niveau a dans cette énumération). La roche a une cassure d'aspect finement cristallin (brillance) ou une texture plus compacte et une cassure mate. Elle est souvent de teinte sombre, grossièrement organo-détritique, à calcite, dolomite, chalcopyrite, blende, limonite... Sur le territoire de la feuille Épinac, les éboulis et les discontinuités dues aux failles interrompent l'observation dans la zone inférieure des calcaires à entroques.

Calcaires à entroques (b ; 15 à 25 m)

• Formation massive ; bancs de un à plusieurs mètres d'épaisseur avec développement local de joints de stratification marneux vers la base et dans la zone médiane ; subdivision en petits bancs décimétriques accentuée par

altération ; litage tantôt horizontal, tantôt oblique, selon le niveau et le site. Calcaire à texture grenue ou microgrenue, cassure d'aspect cristallin ou microcristallin ; teinte tantôt sombre, avec ponctuations rouilles d'oxydes de fer (plus souvent dans la zone inférieure et aux niveaux à texture fine), tantôt gris-beige clair.

- Faciès type : calcaire grenu à entroques millimétriques à éclat spathique et autres petits bioclastes, avec très fines lumachelles de débris d'encrines, d'oursins et de bryozoaires à la surface des bancs ; bioclastes anguleux, arrondis (faciès graveleux) ou encroûtés par des foraminifères nubéculaires ; faciès pseudo-oolitique et oncoïdique.

Calcaires à polypiers (c : jusqu'à 10 m)

Formation relativement massive mais hétérogène, à litage irrégulier, plutôt confus, à profil en creux et bosses sur les falaises. Calcaire à patine grise à blanchâtre, cassure gris clair à beige, matrice fine, bioclastique, avec polypiers recristallisés en calcite spathique ou saccharoïde et en masses lenticulaires, dalles mamelonnées, nodules ou cupules centimétriques ou pluridécimétriques, enchâssés dans des calcaires argileux et des marnes à débit noduleux. Fossiles relativement abondants, avec prédominance de lamelli-branches (lumachelles de pectinidés, grosses ostréidés...).

Calcaires variés en petits bancs, avec ou sans chailles (d : 0 à 12 m)

- Formation à stratification généralement très apparente, horizontale, de texture et de composition variables selon le site et le niveau :

- calcaires grenus à entroques du type de la formation inférieure (b), avec ou sans faciès à nubéculaires, en petits bancs régulièrement stratifiés et plus ou moins finement délitables ;

- calcaires gris-brun à grain fin, à cassure d'aspect finement cristallisé, à bioclastes plus ou moins abondants et grossiers ;

- calcaires gris, fins et compacts, et calcaires légèrement argileux rappelant le faciès « Hydraulique » bathonien.

- Chailles et rubannages siliceux dans les calcaires à texture fine ; mouches de silice blanche et coquilles silicifiées.

Calcaires bruns grumeleux ou noduleux supérieurs, fossilifères (e : 3 à 5 m)

Calcaires brunâtres, jaunâtres ou gris à beiges, roux par altération, hétérogènes, durs, à surfaces irrégulières ondulées, noduleuses et joints marneux ; alternance locale avec des couches marneuses feuilletées, décimétriques. Texture fine, compacte ; cassure terne ou microcristalline ; gros bioclastes

et petites pelotes brunes ou rousses de foraminifères encroûtants. Fossiles nombreux, entiers et en fragments, avec abondance de lamellibranches et de brachiopodes ; silicifications sur les coquilles.

Surfaces durcies, lacunes

Le joint de stratification entre chaque formation calcaire semble être une surface durcie et perforée correspondant à un arrêt de sédimentation et un biotope sous-marin ou à une surface d'érosion colonisée. D'autre part, des variations latérales se produisent dans la succession lithologique, dues au dispositif sédimentaire (dunes de sable bioclastique sous-marines, avec talus de progradation, et aux événements tels que dépôts, arrêts de la sédimentation, éventuellement émergences, érosions aériennes et sous-marines, reprises de la sédimentation... Les calcaires à entroques (a) paraissent plus épais au Sud-Est qu'au Nord-Est et au Nord-Ouest, la formation (d) présente un développement et un faciès très variables et les calcaires (e) comportent parfois des polypiers. Dans l'ancienne carrière de la montagne de Voichy, les calcaires grumeleux supérieurs reposent sur les calcaires à polypiers et une surface durcie, perforée, à huîtres en position de vie, coiffe chacune de ces deux unités. La surface durcie des calcaires grumeleux est souvent très rubéfiée.

Géographie. Les calcaires bajociens constituent les grandes falaises du cirque du Bout-du-Monde (angle sud-est de la feuille), une partie de la corniche subméridienne en relief de faille qui borde le plateau sud-est de Montceau-et-Écharnant à Aubigny-la-Ronce, ainsi que le plateau de Montceau et celui des hautes buttes témoins du Nord-Est et de Marcheseuil. Les plateaux les plus vastes sont en partie cultivés, les autres étant couverts de bois et de friches arbustives. Les petits lambeaux calcaires qui coiffent les buttes situées au Nord-Ouest de Bligny-sur-Ouche (Les Chatelets, Le Cruot) constituent des sites pittoresques, semblables à des fortifications et vraisemblablement utilisés en tant que tel par l'homme dès le Néolithique moyen (voir Archéologie).

Microfaciès.

- Calcaires à entroques (b) : faciès type constitué par des biocalcarénites spartiques (grainstone) à très fort pourcentage de fragments de crinoïdes et autres échinodermes, accompagnés de bioclastes de lamellibranches, brachiopodes, gastropodes, bryozoaires et polypiers ; éléments anguleux, arrondis, oolitisés ou encroûtés par des nubéculaires, généralement bien calibrés ; traces de dolomite, de pyrite et d'oxydes de fer disséminés. Variante : passage latéral à des micrites à très petits bioclastes non identifiables à l'œil nu et à des faciès intermédiaires, microcristallins (packstone-wackestone).

– Calcaires à polypiers (c) : micrites hétérogènes à bioclastes de tout calibre, très irrégulièrement répartis dans la matrice (mudstone à packstone),

parfois encroûtés par des nubéculaires, avec gros fragments de coquilles, fossiles entiers, plages sparitiques et polypiers entiers ou fragmentés. Silicifications partielles et sporadiques sur les tests et coquilles.

– Calcaires variés (d) : toute la gamme des encrinites de type b aux micrites à bioclastes très petits et clairsemés et même aux micrites argilo-silteuses ; avec de beaux faciès granulaires à bioclastes roulés ou peloïdes-oncoïdes à nubéculaires (grainstone à mudstone).

– Calcaires grumeleux supérieurs (e) : texture souvent hétérogène, micritique avec plages sparitiques, bioclastes jointifs ou non, calibrés ou non, gros débris de tests et coquilles, oncoïdes à nubéculaires, traces de dolomite et d'oxydes de fer ; quartz silteux et argile (1 à quelques %) ; stylolites nombreux, rapprochés, irréguliers, à l'origine de l'aspect noduleux donné par l'érosion.

Paléontologie. Les calcaires à entroques et les fines lumachelles d'échinodermes des niveaux a, d ou e proviennent essentiellement de *Pentacrinus* (*P. bajocensis*, *P. cristagalli*), *Extracrinus* (*E. babeau*), *Balanocrinus* (*B. moeschi*, *B. cucumifera*), *Cidaris* (*C. spinulosa*, *Paracidaris zschokkei*, *Holectypus*). Les polypiers identifiés aux alentours sont des genres *Isastrea*, *Thamnastrea*, *Centrastrea* et les lamellibranches entiers ou en gros fragments qui abondent aux niveaux c et e sont des pectinidés (*Chlamys dewalquei* Opp., *P. silen* d'Orb.), *Ostrea*, *Ctenostreon*, *Alectryonia* (*A. marski* Sow.), *Pinna*, *Pholodomya*, *Homomya*, *Trigonia*, *Lima*. Des lamellibranches de ce type se trouvent, mais beaucoup plus rarement, dans les calcaires d, connus autrefois sous le nom de Dalle à gervillies (*Gervillia*). Fréquents surtout dans les calcaires grumeleux d, les brachiopodes sont bien représentés par les rhynchonelles du genre *Cymatorhynchia* (*C. gr. quadriplicata*), *Kallirhynchia* (*K. obsoleta*) et les térébratules comme *Morrisithyris* (*M. phillipsi*), *Epithyris* ou *Terebratula* (*T. perovalis*). Les calcaires grumeleux supérieurs comportent aussi des formes entières ou de gros fragments de gastropodes et de bélemnites. Par ailleurs, les bioclastes des calcarénites non fournis par les échinodermes proviennent de la faune précitée et de bryozoaires, de serpulidés et de foraminifères comme *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Lingulina*, *Spirillina*, *Turrispirillina* ou *Astacolus*. *Nubecularia reicheli* est un foraminifère encroûtant abondant dans les biocalcarénites (Rat, 1966). Quant aux ammonites, elles sont relativement rares. R. Mouterde signale *Sonninia marginata* S. Buckm provenant de la base des calcaires à entroques de la Montagne de Bard et *Stephanoceras* (*Stemmatoceras*) cf. *coronatum* Quenst. dans les calcaires variés (c) au Sud-Est de Bligny-sur-Ouche.

Datation. Les deux ammonites précitées sont du Bajocien inférieur et datent donc de cette époque les calcaires a à c. Si l'on s'en réfère aux découvertes sur les territoires des feuilles voisines (Mouterde, 1952 ; Rémond *et al.*,

1963, 1972, 1985, 1992 ; Tintant, 1962), l'âge possible de chacune des formations constitutives de j1a est le suivant :

- premiers horizons calcaréo-marneux (non observés sur le territoire de la feuille Épinac) : Bajocien inférieur ou, localement, fin de l'Aalénien ;
- calcaires à entroques b : Bajocien inférieur (base ?) ;
- calcaires à polypiers c : Bajocien inférieur (milieu) ;
- calcaires variés d : Bajocien inférieur (sommet) ;
- calcaires grumeleux e : zone inférieure et moyenne du Bajocien supérieur.

j1b. « **Marnes** » à huîtres (*Ostrea acuminata*) (Bajocien supérieur).

Épaisseur. 5 m environ.

Localisation. Observation indirecte, dans les labours, avec fossiles libres ; sur le plateau de Nuas à Painblanc (x = 776,22 ; y = 2 240,88) ; profil de versant à replat caractéristique de l'affleurement de j1b au-dessus du cirque du Bout-du-Monde (x = 775,15 ; y = 2 222,95).

Lithologie. Les marnes du Bajocien supérieur n'affleurent que sur une très petite partie du territoire, près de la limite orientale de la feuille, et elles sont partout masquées par leurs altérites argileuses et les éboulis des calcaires bathoniens. Selon les observations faites sur de rares affleurements aux environs, j1b est constitué par des calcaires plus ou moins argileux et des marnes interstratifiées (20 à 50 % d'argile), en bancs décimétriques à pluridécimétriques, noduleux, avec enrichissement en carbonates et réduction d'épaisseur des intercalations marneuses vers le haut. Les fossiles semblent abonder au Nord et à l'Est et se raréfier au Sud-Est, mais il ne s'agit là que d'une interprétation à partir de l'observation des sols. Dans les secteurs les plus fossilifères, les petites huîtres (*Acuminata*) sont innombrables et constituent même des lumachelles qui, avec les autres fossiles entiers ou en fragments inclus dans la matrice calcaire, accentuent l'aspect hétérogène, grumeleux, noduleux ou feuilleté de la roche.

Géographie. Au-dessus du cirque du Bout-du-Monde le toit des calcaires j1a, quelque peu décapé par l'érosion, et les marnes j1b, affouillées, forment un replat surmonté d'une petite pente concave. De petits champs, des clairières et un sentier suivent ce niveau en balcon au-dessus des falaises de calcaires à entroques couronnées d'arbres et d'arbustes (sur les calcaires e ou d et e) et sous l'abrupt des calcaires bathoniens, couverts de feuillus. Vers Bligny, en rive droite de l'Ouche où cet abrupt est beaucoup plus élevé et les éboulis parfois plus importants, cette rupture de pente, induite par la présence de j1b, est nettement moins marquée mais repérable. Elle est jalonnée par des clairières herbacées à genévriers, des pinèdes, des zones humides... Enfin sur le plateau de Nuas, au Nord-Est, les marnes ont produit par altération une

couronne de sols argileux (fossilifères) suivie par les labours et remarquable sur ce relief très pierreux à l'amont et à l'aval.

Paléontologie. Macrofaune localement riche et abondante, dominée par les lamellibranches et principalement par *Praeexogyra acuminata* (Dumanois, 1982), *Catinula* et autres ostréidés, *Pholadomya* (*P. bucardium*), *Homomya*, *Lopha* (*L. marshii*), *Mytilus*, pectinidés, térébratules et rhynchonelles avec fréquence d'*Aulacothyris carinata*, *Ferrythyris ferryi* ou *Cymatorrhynchia quadriplicata* ; ammonites avec plusieurs espèces de *Parkinsonia* et *Garantiana* ; bélemnites, serpules et échinides (rares).

La microfaune n'a pas été étudiée.

Datation. Les espèces d'ammonites indices des zones moyenne et supérieure du Bajocien supérieur (*Garantiana* et *Parkinsoni*) ont été récoltées au Nord, au Nord-Est et au Sud, sur le territoire des feuilles voisines.

Remarques préliminaires sur la série bathonienne (j1-2a à j2c)

Sur tous les affleurements de référence et toutes les cartes du territoire voisin au Nord et à l'Est, on distingue entre les marnes à huîtres bajociennes j1b et les calcaires bioclastiques et oolitiques bathono-calloviens j2d-3, trois formations bien connues par l'usage (Cotillon, 1957 ; Incargiolat, 1981 ; Moissenet, 1972 ; Purser *et al.*, 1975 ; Tintant, 1962) :

- « l'Hydraulique », calcaire argileux ou pierre à chaux et son équivalent stratigraphique latéral, le « Premeaux » calcaire à grain fin, exploité comme « marbre » ;
- « l'Oolite blanche », calcaire oolitique tendre et industriellement connu en marbrerie depuis les Romains ;
- le « Comblanchien », calcaire très pur, compact, dur, sublithographique, marbre de prestige et roche des grandes falaises de Côte-d'Or.

On se devait donc de les localiser sur la feuille Épinac, mais du Nord au Sud de la Côte-d'Or orientale d'autres faciès se développent, et au Sud du parallèle de Beaune (ou d'Ivry-en-Montagne) un changement radical se produit, que l'on ne peut suivre sur la feuille Beaune, faute d'affleurements, mais que l'on constate très vite au-delà de sa limite sud (feuille Chagny) : l'Hydraulique disparaît ; l'oolite blanche perd son individualité au profit du « Chassagne », puissante formation de calcaires grenus, bioclastiques et oolitiques ; un calcaire compact réduit et en grande partie dolomitisé remplace le Comblanchien ; entre le Chassagne et ce calcaire « comblanchoïde » s'intercale une épaisse couche de calcaires fins plus ou moins argileux, à joints ou couches intercalaires marneuses, les « Marnes à *Pholadomya bellona* » (j2cP), déjà présentes mais en couche mince dans la « Montagne ».

Situé sur ce parallèle, le territoire d'Épinac où affleure la série bathonienne est intéressant pour suivre ce changement et les remarques précédentes justifient les subdivisions faites sur la carte et dans sa légende ; subdivisions par ailleurs légitimées par les changements de paysage induits par les changements de faciès. Mais il s'agit d'une convention cartographique car, en réalité, la série calcaire est quasiment continue, avec des variations de faciès par changement progressif, alternance, récurrences... Seul, peut-être, j2cP est individualisé par joint de stratification, surface durcie et changement de faciès. Par ailleurs, ces limites de zones à faciès caractéristiques sont approximatives car l'exiguïté du territoire des affleurements, les perturbations dues aux failles et l'absence d'affleurements continus au niveau des changements de faciès ne permettent aucune observation précise. C'est le cas, notamment, pour les limites de j2b. Quant à j2cD, situé vraisemblablement vers le sommet de j2c, rien ne permet, en l'absence de sondages, de le caler avec précision sur la coupe lithostratigraphique.

On notera enfin dans cette approche globale que les épaisseurs supposées sont de même ordre que celles qui ont été déterminées au Nord et à l'Est, à savoir : total de 100 à 110 m ; base de j2c à 35 ou 40 m au-dessus de j1b ; base de j2cP à environ 55 m au-dessus de j1b ; ensemble j2c d'une soixantaine de mètres.

Le commentaire sur les relations entre chacune des formations suivantes et le paysage (rubrique *Géographie*) est reporté à la fin du dernier descriptif j2c - j2cD.

Bajocien terminal – Bathonien inférieur et moyen

j1-2a. Calcaire fin, légèrement argileux : faciès « Hydraulique » (Bathonien inférieur).

Épaisseur. Environ 15 m au Nord-Est et 10 m au moins au Sud-Est.

Localisation. Affleurement sous les falaises au Nord d'Oucherotte (Bligny-sur-Ouche : x = 777,2 ; y = 2 239,18). Géomorphologie et altérites. Plateau de Buisson (x = 776 ; y = 2 241 à 2 242) ; Lusigny-sur-Ouche, versant sud-est (x = 777,5 ; y = 2 234).

Lithologie. La puissante formation de calcaire hydraulique qui affleure dans les vallées de l'Ouche et de ses affluents plus au Nord-Est devient très discrète sur Épinac, tant par la rareté de ses affleurements que par son épaisseur. Le faciès type est un calcaire légèrement argileux, fin, uniforme, terne, à patine gris clair et cassure grise à beige, en gros bancs souvent délités en plaquettes esquilleuses et séparés par des joints marneux ou calcaro-argileux plus feuilletés. Ils sont masqués par leurs propres éboulis, abondants, et ceux

des formations supérieures. À certains niveaux, de fins débris de coquilles ou des entroques, des radioles d'oursins, des serpules parsèment la matrice. Les gros fossiles sont rares : pholadomyes entières et, plus rarement, fragments d'ammonites. Des nodules siliceux ou chailles se développent localement dans ces calcaires ou dans des faciès plus compacts et non argileux de type j2ab (premier horizon).

La base de la formation n'a pas été observée sur Épinac. Selon la description d'affleurements relativement proches, elle est constituée par des calcaires à faciès très proche de celui des calcaires grumeleux supérieurs j1a.

Microfaciès. Le faciès type correspond à une micrite à pellets plus ou moins enrichie en bioclastes très petits, souvent à bords diffus, peu identifiables aux faibles grossissements ; petits cristaux de calcite et de dolomite ; grains de quartz ; traces de bioturbation ; 1 à 10 % de résidus insolubles avec argile, quartz silteux et petites concrétions siliceuses.

Paléontologie. Bioclastes de lamellibranches et d'échinodermes essentiellement, avec radiolaires, lagénidés, filaments ; macrofaune représentée notamment par de gros lamellibranches (*Pholadomya buccardium*, *Pinna ampla*) ; fragments d'ammonites non déterminables.

Datation. Parmi les ammonites trouvées sur le territoire des feuilles Beaune et Gevrey-Chambertin voisines figurent, d'une part, *Parkinsonia parkinsoni*, espèce indice de la dernière zone du Bajocien supérieur et *Parkinsonia neuf-feusis* de la sous-zone sommitale à *Bomfordi* et, d'autre part, *Gonolkytes convergens*, espèce indice de la première sous-zone du Bathonien inférieur.

j2ab. Calcaires variés, compacts et fins ou grenus, bioclastiques, à entroques, à nubéculaires (Bathonien inférieur). (Voir J.-F. Ingargiola, 1981).

Épaisseur. Probablement 6 à 8 m au Nord-Est et 10 m ou plus à l'Est et au Sud-Est.

Localisation. Zone inférieure à calcaire fin, compact, microcristallin : corniches ou carrières anciennes de la bordure du plateau de Montceau-et-Écharnant et Cussy-la-Colonne (x = 775,94 ; y = 2 230,7 et x = 775,70 ; y = 2 229,40). Zone de transition calcaire fin-calcaire à entroques : falaise de la vallée de Lusigny en contrebas de la D 17 (Montceau-et-Écharnant), (x = 777,3 ; y = 2 233,7) et périphérie du cirque du Bout-du-Monde (x = 776,7 ; y = 2 223,76). Zone des calcaires à entroques et biocalcarénites graveleuses : base des falaises au Nord d'Oucherotte (x = 777,25 ; y = 2 239,18) et bord de la D 17 entre Lusigny et Montceau, de part et d'autre du point x = 777,25 ; y = 2 233,90.

Lithologie. Si tous les faciès étaient représentés en un même point on aurait vraisemblablement la succession suivante, de bas en haut :

- 1. Calcaire « hydraulique ».
- 2. Calcaire fin, compact, légèrement microcristallin, gris à gris-brun ou rosé, parfois proche du faciès « Premeaux » de la Côte-de-Nuits ; bancs épais et massifs dominant des abrupts et formant parfois des falaises ou des fronts de carrières résistants de 2 à 4 m ; stylolites fins, multiples, rapprochés, favorisant ailleurs le délitage en dalles irrégulières ; enrichissement progressif en bioclastes de plus en plus apparents avec développement des nubéculaires encroûtants parfois rougis par les oxydes de fer, vers le haut de la formation.
- 3. Calcaire compact gris clair à cassure beige, mate, matrice sublithographique, bioclastes disséminés, non calibrés, millimétriques à plurimétriques, avec grosses pelotes de nubéculaires.
- 4. Calcaires grenus à entroques et bioclastes variés (avec ou sans nubéculaires bien développés), clairs ou bruns ou rougeâtres, plus ou moins dolomitisés, à cassure, spathique, finement délités par endroits, affleurant localement sur plus de 5 à 6 mètres.
- 5. Calcaires grossièrement grenus et graveleux, à bioclastes roulés de tous calibres et débuts d'oolitisation, moins bien cimentés que les calcaires sous-jacents.
- 6. « Oolite blanche ».

Mais il semble que le faciès 3 ne soit pas souvent représenté, que 4 ne soit pas représenté quand 3 l'est et qu'à certains endroits, le faciès dominant soit ou 4 ou 5. Par ailleurs, on observe dans une carrière en bordure de la RN 6 au-dessus d'Ivry-en-Montagne un autre faciès, équivalent latéral probable de 5 et de la base de 6. Il s'agit d'un calcaire gris-beige clair et bleuté, fin, à cassure terne, mate, gris-beige, à petits bioclastes disséminés et nubéculaires encroûtants discrets, monotone sur environ 7 mètres.

Ces calcaires ne sont quasiment pas fossilifères.

Microfaciès. Paléontologie. Tous les intermédiaires entre les micrites (mudstone et wackestone) et les biosparénites oolitisées (grainstone) avec bioclastes d'échinodermes et de lamellibranches (prédominants dans les faciès 2 et 4), bryozoaires, brachiopodes et gastropodes ; foraminifères encroûtants du genre *Nubecularia* et autres formes, libres.

Datation. j2ab est rapporté au Bathonien inférieur puisqu'il est encadré par deux formations datées du début de cette époque.

j1-2ab. Ensemble non différencié (Bathonien inférieur à moyen).

Sur la carte, dans le secteur de Bligny et la vallée de l'Ouche, l'Hydraulique et les calcaires variés de transition avec le faciès Oolite blanche sont représentés en une seule couche pour éclaircir un peu la cartographie très chargée de cette zone.

j2b. Calcaire oolitique, grenu : faciès « Oolite blanche » (bathonien inférieur, et moyen ?).

Épaisseur. Probablement plus de 15 m au Nord-Est et seulement 10 à 15 m au Sud-Est.

Localisation. Talus de la D 17 entre Lusigny et Montceau, $x = 777$; $y = 2\ 233,5$; carrière abandonnée le long de la RN 6 aux Chaumes d'Auvenay, $x = 776,6$; $y = 2\ 225,4$; falaises au Nord d'Oucherotte (Bligny-sur-Ouche), début des observations $x = 777,1$; $y = 2\ 239,1$ (faciès grenus à compacts).

Lithologie. Sur la feuille Épinac, le critère d'individualisation de cette couche est lié à la présence du faciès Oolite blanche, connu dans toute la région au Nord-Est du Massif central, et non à une quelconque entité précisément cartographiable à l'échelle 1/50 000. En fait, les contours j2b limitent approximativement un ensemble de bancs calcaires dans lequel l'Oolite blanche est encadrée par d'autres faciès plus ou moins oolitiques ou alterne avec eux.

– Faciès type : calcaire blanc, grenu, friable, parfois d'aspect un peu crayeux, à oolites souvent bien calibrées, granoclassées, en bancs massifs, épais, gélifs, délitables en petits bancs à stratification horizontale ou oblique et même en plaquettes ; fossiles rares.

– Faciès associés : calcaires oolitiques mieux cimentés, plus fins, compacts et durs ; calcaires grossièrement grenus, oolito-graveleux ou seulement graveleux et même pisolitiques, désagrégables ; calcaires types j2ab et j2ci.

Microfaciès. Paléontologie. Faciès type : oosparénites et oobiosparénites (grainstones) avec bioclastes d'échinodermes, lamellibranches, gastropodes, bryozoaires, et polypiers ; foraminifères souvent abondants (miliolidés, valvulinidés, ophtalmiidés, nubéculaires...) ; rares térébratules et rhynchonelles.

Datation. L'ammonite *Procerites subprocerus* date les premiers bancs de l'Oolite blanche de Nuits-Saint-Georges où elle a été trouvée (feuille Gevrey-Chambertin) du Bathonien inférieur (sous-zone à Macrescens). On ne sait pas si le sommet de la formation est du Bathonien inférieur ou moyen.

Bathonien moyen et supérieur

j2ci. **Calcaires à faciès intermédiaires entre j2ab, j2b et j2c.**

Épaisseur. Environ 15 m au Nord-Est et à l'Est et probablement 10 m au Sud-Est.

Localisation. Belle coupe, la plus complète, le long de la D 970 : Bligny-Beaune, en limite de la feuille et plus à l'Est (feuille Beaune) ; corniches de la combe du bois de Percheret à partir de $x = 777,3$; $y = 2\,227,8$; zone de passage de j2b à j2ci : carrières abandonnées de Cussy-la-Colonne ($x = 775,90$; $y = 2\,229,48$) et des Chaumes-d'Auvenay, le long de la RN 6 ($x = 776,9$; $y = 2\,224,84$).

Zone non différenciée au Nord-Est en raison des difficultés d'observation et de représentation cartographique.

Lithologie. Il est difficile de définir cette formation autrement que par sa position entre l'Oolite blanche j2b et les calcaires et marnes j2cP et par quelques analogies avec le Comblanchien *s.l.* des feuilles voisines, dont elle est un équivalent latéral de la zone inférieure. En effet, le calcaire est souvent fin, compact, dur, en bancs d'épaisseur métrique, à patine gris clair, légèrement dolomitisés et cariés (tendance au faciès « pierres percées »), aux arêtes arrondies, forme d'érosion type des calcaires massifs, fortement cimentés et relativement homogènes. Mais la différence est dans les éléments constitutifs de la roche, très souvent biocalcarénitique, oolitique et graveleuse. Dans le faciès comblanchioïde d'Épinac, ces éléments sont très petits et très liés à la matrice, mais à certains niveaux la texture devient grenue et même pisolitique comme sur le plateau d'Ivry, en limite de la feuille et dans la zone médiane sur la coupe de la D 970. Cette évolution avait déjà été notée, du Nord-Est au Sud-Ouest sur la feuille Beaune.

Une surface durcie et perforée a été observée au toit de la formation, notamment dans la coupe de la D 970, à l'Est de Lusigny.

Microfaciès. j2ci présente tous les intermédiaires entre les micrites et les bio- ou oobiosparites grossières. Les intraclastes (souvent d'origine algale), éléments caractéristiques du Comblanchien *s.l.* par leur abondance, deviennent également très fréquents sur Épinac dans j2ci et plus haut.

Paléontologie. Bioclastes de la faune habituelle du Dogger (échinodermes, lamellibranches, gastropodes, polypiers...) ; apparition des grands foraminifères types du Comblanchien (voir j2c) ; belles lumachelles à bryozoaires entiers en surface de dalles provenant de la zone supérieure de j2ci sur le plateau d'Ivry ; lits de coquilles de lamellibranches à plat dans la zone inférieure aux Chaumes-d'Auvenay.

Datation. j2ci n'a pas encore livré de fossile indice de zone. Située entre l'Oolite blanche, datée du Bathonien inférieur mais sans exclusion du Bathonien moyen, et les calcaires et marnes à *P. bathonica* du Bathonien supérieur, cette formation pourrait être attribuée au Bathonien moyen ou supérieur.

j2cP. **Calcaires et marnes à *Pholadomya bellona* (Bathonien moyen et supérieur).**

Épaisseur. Moins de 10 m au Nord-Est et environ 15 m au Sud-Est.

Localisation. Petit affleurement au Nord-Est de Montceau-et-Écharnant (x = 777,08 ; y = 2 233,35) ; géomorphologie, altérites et fossiles : plateau d'Ivry, en lisière du bois de la Peau de Loup et mont Panterre, à l'Est de Santosse.

Lithologie. j2cP affleure probablement dans le secteur couvert et faillé du plateau de Montceau-et-Écharnant au Nord-Est où il n'a pas été différencié cartographiquement. Plus au Sud, où sa présence est au contraire perceptible, la couche est individualisée. Il s'agit apparemment d'une alternance de calcaires plus ou moins argileux, plus ou moins durs, peut être séparés par des joints marneux, l'ensemble étant fossilifère. Les lamellibranches abondent. Les bancs affleurants sont peu argileux (1 à 10 % d'insolubles ?), grumeleux, à joints de stratification irréguliers, stylolites également irréguliers et rapprochés, favorables au délitage difforme et à l'altération en feuillets ou plaquettes. La roche est grise ou gris-brun, la cassure terne et à grain fin mais souvent organo-détritique.

Si une discontinuité très nette a été constatée localement entre j2ci et j2cP (surface durcie), il semble cependant – une fois de plus dans cette série bathonienne – que le changement de faciès ou, du moins, du microfaciès, soit relativement progressif de j2ci à j2cP et de j2cP à j2c.

Microfaciès. Micrites et microsparites plus ou moins riches en bioclastes le plus souvent très petits, à bords diffus, peu identifiables, encroûtés ou non par des nubéculaires gris ou roussâtres (texture wackstone à packestone) ; légère dolomitisation.

Paléontologie. Lamellibranches tels que *Pholadomya bathonica*, *P. bellona*, *Homomya*, *Pleuromya*, *Gervillia*, *Cardium*, *Pecten*, *Trigonia*, *Ostrea* ; gastéropodes comme *Pleurotomaria* et *Turitella* ; brachiopodes, ammonites et nautilus (voir *Datation*).

Datation. La faune de j2cP est manifestement bathonienne et, sur le territoire des feuilles voisines où la formation affleure plus largement, elle a donné lieu à des collectes abondantes et des déterminations d'espèces ; l'association d'ammonites et nautilus comme *Paroecotraustes waageni*

variabilis, *Bullatimorphites*, sp., *Paroecotraustes serrigerus*, *Delecticeras legayi*, *Clydoniceras* sp. et des brachiopodes comme *Tubithyris globata*, *Pseudotubithyris* cf. *globata* et *Cererithyris intermedia* datent la formation du Bathonien moyen et supérieur.

j2c et j2cD. **Calcaire blanc, compact, à faciès « Comblanchien s.l. » et dolomie** (avec ou sans j2ci et j2cP) (Bathonien supérieur).

Épaisseur. 60 m environ, toutes zones confondues, 30 à 35 m pour la zone surmontant j2cP.

Localisation. Faciès « comblanchoïde » observable sporadiquement sur le plateau pierreux à l'Est de Montceau-et-Écharnant ; dolomie dans les petites carrières proches du point x = 776,5 ; y = 2 230,5.

Lithologie. Au Nord du parallèle de Montceau-et-Écharnant aucune subdivision cartographique n'est faite dans l'ensemble j2c du Bathonien supérieur et moyen (voir j2ci, *Localisation* et j2cP, *Lithologie*) qui n'affleure que sur une aire très restreinte. Au Sud, j2cP est un repère qui permet d'individualiser une zone supérieure où s'affirme le caractère « comblanchoïde » : roche massive, compacte et dure, bancs métriques à stratification horizontale, patine gris clair à blanchâtre, formes arrondies, cassure esquilleuse, presque conchoïdale, beige, texture sublithographique laissant apparaître des inclusions organodétritiques diverses et des gravelles très liées à la matrice (voir *Microfaciès*). Mais sur le plateau d'Ivry les calcaires des 15 premiers mètres au-dessus de j2cP rappellent beaucoup plus les faciès j2ci et même les calcaires peu argileux j2cP que le Comblanchien. Les récurrences oolitiques (texture fine et compacte) ne sont pas rares.

D'autre part, la dolomitisation se développe apparemment à plusieurs niveaux mais surtout au sommet ou vers le sommet de l'ensemble j2c. C'est ainsi qu'on peut observer au Sud-Est du bourg de Montceau, dans des carrières étagées, des dolomies cristallines, friables, poreuses, et des calcaires graveleux dolomitiques, entièrement recristallisés, vacuolaires, alternant en bancs d'épaisseur métrique sur une dizaine de mètres de hauteur au total.

Le toit du Comblanchien j2c est souligné par une surface durcie et perforée, à coquilles d'huîtres incrustées en position de vie mais localement le passage à j2d peut se faire progressivement, sur quelques centimètres ou décimètres, par un calcaire à faciès intermédiaire, légèrement dolomitique et rubéfié.

Microfaciès. Faciès type : micrites ou microsparites à bioclastes, intraclastes micritiques, oncoïdes alguaire, fragments de polypiers recristallisés (plages sparitiques) et foraminifères (grandes tailles fréquentes) disséminés (wackestone à packestone) ; texture graveleuse fréquente.

Paléontologie. Macrofaune très rare. Microfaune surtout caractérisée par les foraminifères : valvulinidés, textularidés, verneuilinidés, *Nautiloculina*, *Trocholina*, *Haplophragmium* ; *Meyendorffina bathonica* et *Orbitamina cf. elliptica* identifiés à proximité (Delance, 1964); bioclastes de brachiopodes, d'échinodermes, de bryozoaires et algues du type *Thaumatoporella*, *Cayeuxia* et *Girvanelles* en oncolites...

Datation. Bien que cette zone supérieure j2c n'ait pas livré d'ammonites indice, elle peut être attribuée au Bathonien supérieur puisque l'association de foraminifères est bathonienne et que les couches j2cP et j2d qui l'encadrent ont toutes deux été datées du Bathonien supérieur dans la région.

Géographie (voir, j1-2a à j2c).

Subdivisée pour les besoins de l'analyse lithologique et stratigraphique, la série bathonienne forme en réalité un ensemble calcaire, constitutif des hauts versants de la vallée de l'Ouche et du haut plateau qui, de Montceau-et-Écharnant au cirque du Bout-du-Monde prolonge la Montagne de Côte-d'Or. Cependant, les différences de cohésion des diverses formations qui le composent, l'apparition d'interstratifications calcaréo-argileuses vers le haut (j2cP) et les effets corrélatifs de l'érosion induisent une évolution, par endroits nettement perceptible, du profil des versants, de la constitution du sol et du couvert végétal. C'est ainsi qu'au-dessus du replat et de la concavité ou de la rupture de pente dus à l'affleurement des marnes j1b sur le versant oriental de Bligny-sur-Ouche, au fond de la vallée au Sud de Lusigny ou au-dessus du cirque du Bout-du-Monde, l'Hydraulique j1-2a, très délitable, adoucit la concavité, embarasse le versant d'éboulis et favorise le développement de la végétation arborescente. Plus haut, toujours sous la forêt ou les bosquets, le calcaire compact et dur de la base de j2ab redresse le versant en abrupt ou même en falaise et est jalonné par quelques anciennes carrières. Il contribue avec les calcaires bajociens j1a et le jeu de failles à former ce rebord de plateau très abrupt, élevé et linéaire qui domine Cussy, Ivry et Santosse. Mais ensuite, les calcaires moins homogènes puis grenus j2ab, plus altérables, amorcent un profil convexe qui s'adoucit considérablement plus haut au niveau de l'Oolite blanche, délitable et gélive, pour former les grandes surfaces structurales, régulières et cultivées, du plateau de Santosse. Cependant, la présence de calcaires à texture fine, mieux cimentés, plus compacts, dans j2ab et même j2b, permettent à ces roches de former des abrupts et même des falaises lorsqu'elles sont coiffées et protégées par les calcaires compacts j2c. C'est le cas des versants de la vallée de l'Ouche qui leur doit - ainsi qu'à la fracturation tectonique - le site de la Grande-Roche à Oucherotte.

En revanche et contrairement à ce que l'on observe dans la région plus au Nord-Est et à l'Est, le Comblanchien j2c affleure très peu sur Épinac et ne

donne qu'exceptionnellement des falaises (extrémité amont de la vallée de l'Ouche,) non pas seulement parce que le dispositif morpho-structural ne s'y prête pas, mais aussi parce qu'une grande partie de la formation j2c n'a pas l'homogénéité et la dureté du Comblanchien *s.l.* de la Côte (feuille Beaune), très résistant à l'érosion. Les calcaires et dolomies j2c et j2cP constituent donc des hauts reliefs, tabulaires dans l'ensemble mais légèrement vallonnés, aux formes souples. Le plateau de Montceau-et-Écharnant présente ainsi les deux autres paysages types de j2c, caractéristiques de son sol squelettique : la forêt de feuillus relativement chétive au Sud-Est et la lande à moutons alternent, au Nord-Est, avec le damier pierreux des petites parcelles déblayées pour la culture. C'est également dans ce secteur de Montceau que deviennent nettement perceptibles les formes karstiques qui caractérisent j2c, telle cette grande doline située en bordure de la D 17, à 1 km au Nord du bourg ; c'est l'une des plus grandes, sinon la plus grande de Bourgogne, partiellement comblée par une décharge. Ce dernier constat est d'autant plus regrettable que ce plateau calcaire, aride, est perméable en grand par fissuration et karstification (vides de dissolution) et alimente essentiellement les sources de la vallée de l'Ouche.

Quant aux calcaires argileux et marnes j2cP, leur interstratification dans la série calcaire bathonienne se traduit dans le paysage du plateau sud-est par une discontinuité nettement perceptible sur le terrain, et même assez spectaculaire sur les photographies aériennes. Plus altérables, elles sont creusées par l'érosion qui modèle un profil de versant concave entre j2ci et j2c et une cuesta très discrète sur le relief monoclinale de Cussy-la-Colonne. Le figuré j2cP en petits placages, rubans et auréoles sur la carte, correspond sur le terrain à des zones où le sol argilo-caillouteux est exceptionnellement plus développé et a orienté autrefois l'espace cultivable (dans le labour duquel on récolte encore actuellement les fossiles de j2cP). Sur le plateau boisé de Cussy, le long de la petite cuesta j2c, c'est un couloir de clairières, de chaumes et de friches arbustives qui trahit la présence de j2cP.

Bathonien supérieur-Callovien

j2d. **Grenu inférieur (ou « Pierre de Corton ») seul.**

j2d-3. **Calcaires grenus, bioclastiques et oolitiques (« Dalle nacrée » *s.l.*).**

Épaisseur. Plus de 25 mètres.

Localisation. Grenu j2d : corniche rocheuse en relief de faille au Nord d'Oucherotte (Bligny : x = 777,20 ; y = 2 240,80). Zone moyenne et supérieure de j2d-3 : corniches rocheuses étagées, même secteur (x = 777,30 ; y = 2 241).

Lithologie. Sur le territoire voisin des feuilles Gevrey-Chambertin, Beaune et Chagny ont été distingués au-dessus du Comblanchien, de bas en haut :

- a : le Grenu ou Grenu inférieur, calcaire bioclastique, oolitique (5 à 8 m) ;
- b : les Marnes à *Digonella divionensis* (quelques centimètres à 3 m) ;
- c : les Calcaires à *D. divionensis*, en tout ou partie plus hétérogènes, organodétritiques ou à faciès proche du Grenu, appelés aussi Grenu supérieur à Dijon (4 à 8 m) ;
- d : la Dalle nacrée à Bryozoaire ;
- e : la Dalle nacrée *s.l.*, calcaires grenus, bioclastiques, graveleux, oolitiques à certains niveaux (une vingtaine de mètres).

Après le levé de ces feuilles, l'ensemble a été divisé en deux systèmes sédimentaires, celui de la Pierre de Dijon ou Corton (a + b + c) et celui de la Pierre de Ladoix (d + e), à ne pas confondre avec le Ladoix des carriers du bassin de Comblanchien (Banc de découverte sommital, légèrement dolomitisé, de l'ensemble j2c...).

Une surface durcie, souvent perforée, rubéfiée, fossilifère et quelques centimètres ou quelques décimètres de marnes ou calcaires argileux ont aussi été observés en de multiples endroits entre j2c et a (noté j2d sur la carte), entre a et b, c et d, d et e.

À Montceau-et-Écharnant le Grenu j2d affleure en placages sur le Comblanchien. Au Nord d'Oucherotte, il forme quelques rares corniches en sous-bois dans le relief de failles. Il présente encore ici son faciès type : beau calcaire beige, brun ou rosé, grenu, à bioclastes millimétriques bien calibrés et oolitisés ; bancs massifs plus ou moins subdivisés, selon l'altération, en petits bancs à stratification horizontale ou oblique ; délitage en dalles ou « laves » de quelques centimètres d'épaisseur à surface grenue, brune ou rougeâtre.

De la série supérieure on ne peut observer que quelques bancs affleurant en sous-bois en corniches dans les compartiments faillés du Nord-Est. Ils confirment la présence de calcaires grossièrement ou plus finement grenus, bioclastiques et graveleux ou oolitiques, beiges à bruns, de type d et e, mais on note un développement particulièrement important du faciès « calcaire à entroques », à texture grenue parfois très grossière, cassure plus ou moins spathique, bioclastes arrondis ou anguleux, matrice ocre-jaune, rougeâtre, grenat...

Paléontologie. Datation. La macrofaune est très abondante dans les couches marneuses intercalaires, moins dans la zone c et rare au contraire dans le reste de la formation. Mais les niveaux fossilifères sont masqués sur cette

feuille. Sur Gevrey-Chambertin, Beaune et Chagny, la récolte est abondante en térébratules, rhynchonelles, lamelibranches et les ammonites indices de zones découvertes permettent les datations suivantes :

- marnes « à *Eudesia multicosata* » à la base de j2d, du Bathonien supérieur (zone à *Discus*) ;
- marnes et calcaires « à *D. divionensis* » du Callovien inférieur (zone à *Macrocephalus*) ;
- calcaires bioclastiques de la zone supérieure de j2d-3, du Callovien moyen (*Erymnoceras coronatum*, *E. doliformis*, *Kosmoceras castor*, etc.).

Remarque sur la présence possible de calcaire du Callovien supérieur

En lisière du bois du Chatelet (x = 777,31 ; y = 2 241,20), près de l'angle Nord-Est de la feuille, quelques blocs de calcaire grumeleux, organo-détritique, à matrice fine, marbrée, gris-bleu, accompagnés de lamelibranches, térébratules, rhynchonelles et fragments d'ammonites non identifiables semblent bien indiquer la présence d'un témoin du complexe condensé callovo-oxfordien ou, du moins, des calcaires à *Athleta* et/ou *Lamberti*. Aucun échantillon à oolites ferrugineuses n'a été trouvé lors du passage pour le levé cartographique. Il s'agirait, en tout cas, d'un très petit lambeau (non cartographié) coiffant les calcaires, j2d-3, conservé en bordure de l'accident tectonique subméridien.

j2. Calcaire bathoniens indifférenciés.

Sous cette rubrique sont rassemblés et cartographiés les calcaires bathoniens impossibles à préciser en raison des lacunes d'observation.

FORMATIONS SUPERFICIELLES CÉNOZOÏQUES

Formations de plateaux

B. Limons anciens.

Épaisseur. Profondeur maximale observée en excavations entre Arnay-le-Duc et Sully : 1,5 à 1,8 m ; en sondage sur le plateau oriental l3-4. : 2 à 2,5 mètres.

Lithologie. Géographie. L'appellation « limons de plateaux » désigne dans la région, et notamment sur toutes les feuilles de la Montagne de Côte-d'Or (dont fait partie le plateau oriental), toutes les formations superficielles argileuses ou argilo-sableuses et caillouteuses des plateaux et versants en pente douce. Sur Épinac comme sur les autres feuilles, elles ne sont représentées que si leur épaisseur est suffisante pour : masquer complètement la roche en

place et ses altérites grossières et pour changer l'aspect des sols et de la couverture végétale naturelle. Comme la cartographie n'est fondée que sur l'observation du terrain et de rares excavations, le masque de la prairie et de la forêt impose des extrapolations. Les critères sont donc trop subjectifs pour que la cartographie de B soit exhaustive et précise. Mais l'image qu'elle donne, traduit globalement la réalité : elle met en évidence, par exemple, la présence systématique de limons relativement épais sur les plateaux de calcaires hettangiens et sinémuriens l2C - l3-4 et l2-4 et, au contraire, l'aspect squelettique des sols sur les hauts plateaux orientaux de calcaires bajociens-bathoniens (sans surcharge de B sur la carte).

• **Limons du pays d'Arnay.** De Marcheseuil à Arnay-le-Duc et Sully, des limons coiffent le sommet des reliefs découpés en feuilles de chêne par l'érosion. Leur composition et leur couleur varient selon la nature du substratum : beiges à brun clair et sablo-argileux sur les grès du Trias et du Rhétien (tG, t-l_i, certains niveaux de t-l₁), ils deviennent argileux, légèrement plus foncés, plus ou moins silteux et sableux selon l'endroit, sur les argiles, marnes, grès et calcaires t-l₁ et parfois aussi, argileux, brun-rouge, beaucoup plus riches en oxydes de fer sur les calcaires l2-4 et l3-4 (granules limonitiques très abondants dans les labours). D'Arnay à Sully, la disposition sur les plateaux l3-4 est caractéristique : l'épaisseur est maximale sur la zone sommitale (1 à 2 m, selon quelques observations de fondations) et elle s'amenuise à la périphérie, au-dessus des versants, où l'on identifie le substratum par le cailloutis qui apparaît là, et seulement là, dans les labours. Lors du lever, des excavations faites au sommet des plateaux permettaient d'observer des limons plus silto-sableux en surface et plus argileux en profondeur. À environ 1 m de profondeur apparaissent d'abord de petites concrétions blanchâtres carbonatées (et phosphatées ?), puis des horizons brun-rouge à noir d'accumulation limonitique granuleuse et noduleuse, et enfin, dans quelques fouilles de 1,5 à 1,8 m, un horizon noir d'argile silteuse très ferrugineuse et manganésifère. La notice de la carte pédologique de la France à 1/100 000 (feuille Beaune ; Chrétien, 1996), indique « la présence de minéraux argileux gonflants riches en vermiculite et smectites et pauvres en illite, témoignant d'une évolution minéralogique importante » dans la zone moyenne et inférieure.

D'un point de vue général, les auteurs de cette carte pédologique considèrent actuellement le limon des plateaux sur calcaires sinémuriens, comme un sol très évolué, essentiellement autochtone et érodé en bordure du relief. Au centre où le sol est le plus profond, sont présents les trois horizons limoneux, puis argileux à concrétions puis ferrugineux, alors que vers la périphérie cette coupe est biseauté par la surface d'érosion. On passe ainsi de sols lessivés dégradés, à des sols lessivés hydromorphes, puis à des sols lessivés tronqués, et enfin, en bordure de plateau où apparaît le cailloutis calcaire, à des rendzines

et sols bruns calciques. Le limon B n'est évidemment pas étranger aux qualités agronomiques des plateaux de calcaires sinémuriens (voir l2-4 et l3-4, § *Géographie*), surtout depuis qu'ils sont drainés.

• **Cas particulier des formations superficielles du plateau de Veilly-Écutigny.** Ces mêmes limons se retrouvent dans la même disposition et avec les mêmes caractéristiques sur le grand plateau de calcaire l3-4 qui s'étend du Nord de la feuille, aux abords de Cussy-la-Colonne et de Lacanche à Bessey-la-Cour, ainsi que sur les compartiments abaissés de Vic-des-Prés.

Entre Bessey-la-Cour et Lacanche ils masquent un substratum faillé et lithologiquement varié (calcaires l3-4 et grès, marnes et argiles liasiques et triasiques) au point que la cartographie de ce dernier devient impossible sans sondages. C'est la raison pour laquelle ils sont – exceptionnellement – représentés par un masque de couleur.

Mais la particularité de ce plateau est la suivante : à hauteur des petits reliefs en mamelons, les formations superficielles meubles s'épaississent sensiblement comme s'il s'agissait d'un sol à toposéquence d'érosion encore plus accusée (Baize et Chrétien, 1994). En fait, ces reliefs correspondent très certainement à des lambeaux témoins résiduels de la couche l5-6, restés en place sur l'assise calcaire l3-4 et dont les premiers bancs, calcaréo-argileux fins, marneux, très exposés aux agents d'érosion météoriques, sont profondément altérés et ameublés. Deux arguments appuient cette hypothèse cartographique :

– la roche qui affleure parfois à la base de ces mamelons appartient toujours à la zone de passage l3-4 – l5-6 ;

– dans quelques excavations, sous une formation argileuse de type B, on observe un sédiment marneux, gris-bleu, à débit polyédrique ou même feuilleté qui semble bien correspondre à une altérite des marnes domériennes.

• **Limons à chailles (B₃₁).** Des chailles (nodules calcaréo-siliceux plus ou moins décarbonatés) et des fragments anguleux de calcaires silicifiés, très évolués, jonchent parfois les labours dans la formation B, quels que soient le substratum et l'altitude mais toujours en position sommitale. C'est le cas sur le socle à la cote 380 m, à l'Ouest d'Arnay-le-Duc, sur le Trias argileux t-1, dans le bois du Grand-Bessay à 480 m, sur les calcaires sinémuriens à 400 m à Marcheseuil et à Saint-Prix-les-Arnay, et sur le plateau de calcaires bajociens de Grandmont à 500 mètres. L'explication selon laquelle ces éléments sont des résidus de l'altération du substratum ou des couches supérieures érodées est insuffisante pour expliquer leur présence, là où ni le substratum, ni les couches qui devraient normalement le surmonter, ne comportent d'inclusions siliceuses de ce type.

• **Terres d'Aubues de Grandmont.** Les éléments silicifiés en forme de nodules rubanés et d'éclats de miches du plateau de Grandmont sont asso-

ciés à un limon argileux beige clair, décarbonaté, à la présence duquel on doit le nom du lieu-dit « Pièce-des-Aubues » et qui semble correspondre à un reste de sol très évolué, à horizons appauvris.

Datation. La description précédente montre que le terme de limons de plateaux et la notation B recouvrent non pas une formation homogène et bien définie, mais un complexe hérité de phénomènes multiples. Il s'agit à la fois d'altérites qui peuvent être proches de la roche-mère, de sédiments dont l'origine peut être beaucoup plus lointaine, de sols développés sur ces matériaux, et même de sols remaniés. On évoque la longue histoire de l'évolution des roches et des altérites, des sédimentations et des reprises d'érosion sous les climats chauds du Tertiaire, puis sous l'action des phénomènes péri-glaciaires comme la solifluxion.

Glissements en masse

Loupes de glissement des marnes et argiles du Lias.

Sur certains versants, l'altération des marnes et argiles domériennes ou toarciennes, l'épaisseur du manteau et la pente sont telles, que des masses argileuses se détachent et glissent. La surface de décollement se trouve à la base du manteau ou dans la zone altérée du substratum. Lorsque le phénomène s'accroît, un abrupt apparaît à l'amont (niche de décollement) et un mamelon (ou loupe) se forme à l'aval, donnant au profil du versant une image de remblai sur la pente. Ainsi, en plusieurs endroits sur les versants 17-8 des buttes-témoins du Nord-Est, des formes de ce type correspondent vraisemblablement à des loupes de glissement. Le symbole porté sur la carte n'indique pas une loupe mais une zone à loupes de glissement.

Système rocheux glissé (Pléistocène à Holocène).

Épaisseur. Plusieurs dizaines, centaines ou milliers de m³.

Lithologie. Géographie. Dans les mêmes conditions topographiques et géologiques, dans les mêmes secteurs et plus au Sud à Ivry, Santosse et sous le cirque du Bout-du-Monde, le complexe des formations de versant s'organise en système rocheux glissé ou en « système de base de corniche » (Joly, 1968). Il s'agit d'une barre rocheuse en arrière de laquelle se sont accumulés des éboulis et des colluvions, le tout formant une terrasse.

La barre rocheuse, que l'on pourrait prendre pour la base du plateau calcaire, comme par exemple au Sud de Buisson (angle nord-est de la feuille), correspond en fait à des bancs glissés (décoiffement) ou des amoncellements de très gros blocs calcaires. Souvent les joints de stratification montrent que les panneaux rocheux sont basculés à contre-pente et reposent sur des produits d'éboulement moins grossiers, des cailloutis cryoclastiques provenant

du remaniement d'éboulis ordonnés et des limons argileux. Souvent aussi, les systèmes plus proches du sommet sont les plus réguliers et les systèmes aval sont plus désorganisés, avec une barre rocheuse oblique et cahotique. Apparemment, Oucherotte est sur un système désorganisé en bas de versant.

Sur la carte, la longueur des figurés donne une idée de la dimension de ces formations glissées et, en principe, non définitivement stabilisées. Si la forme en terrasse n'est souvent qu'esquissée ou réduite à un simple ressaut, la présence des calcaires glissés se traduit presque toujours dans le paysage du versant par une extension de la forêt du plateau ou de la couronne de feuillus de l'escarpement j1- j2 ou par un bosquet isolé au milieu des prairies et des champs pour les systèmes plus aval.

Paléontologie. Datation. Ces ensembles glissés complexes représentent l'héritage d'une très longue histoire quaternaire, dans laquelle la gélifraction intense des périodes froides, la solifluxion, le ruissellement et le glissement du manteau pendant les périodes de dégel, seraient les facteurs essentiels. Certains ensembles étaient déjà constitués au Pléistocène supérieur, puisque des ossements d'animaux et des restes d'industrie lithique du Paléolithique moyen ou supérieur ont été trouvés sur des « terrasses » de ce type en Auxois (au Nord de la feuille).

Complexe des formations de versant

Formations hétérogènes

∞. « Manteau » des altérites, éboulis et colluvions. Si les calcaires j1a et j2 et les grès tG affleurent relativement souvent, respectivement en bordure des plateaux orientaux et méridionaux, ailleurs les roches qui constituent les versants sont quasiment partout masquées par leurs propres produits d'altération (altérites), les éboulis calcaires ou gréseux des bancs durs du plateau, les colluvions argileuses ou sableuses provenant des altérites des couches tendres supérieures, les éboulis supérieurs remaniés et enfin les limons de plateaux entraînés aujourd'hui par le ruissellement et autrefois par la solifluxion (voir GP). La convention de cartographie adoptée pour les limons de plateaux est également appliquée ici : les formations superficielles de versant ne sont représentées que là où elles sont suffisamment épaisses pour avoir une influence sur le paysage, modifier le profil d'érosion différentielle normal du substratum triasique ou jurassique, et soustraire complètement celui-ci à l'observation directe. Cette cartographie est subjective, approximative, fondée sur la lecture géomorphologique du paysage et sur l'observation des rares excavations rencontrées.

L'épaisseur de ∞ est de plusieurs mètres.

AC. « Manteau » à caractère colluvial dominant. Vers l'aval et dans les petits talwegs, on passe insensiblement des formations très hétérogènes *A*, au système de colluvionnement résultant de la reprise de matériaux sur les pentes. Ainsi, *AC* témoigne d'un certain tri et d'un certain enrichissement en sédiments fins. Le passage à *C* est également insensible et sa cartographie doit être considérée comme relativement subjective.

AE. Complexe particulièrement hétérogène, avec éboulis grossiers.

La notation *AE* est réservée aux formations de versants très hétérogènes et souvent très épaisses des bas de versants de la vallée de l'Ouche, en grande partie superposées aux argiles liasiques. Elles peuvent comprendre toutes les formes et formations de versant décrites ici et différenciées ailleurs sur la carte, et en particulier de très gros blocs, et même des morceaux de bancs calcaires glissés de plusieurs mètres cubes ou dizaines de mètres cubes. Elles masquent complètement le substratum dont la structure est d'ailleurs, dans ce secteur, particulièrement faillée, complexe et méconnue.

Formations à dominante argileuse du Lias

A/1. « Manteau » à dominante argileuse sur formations liasiques non différenciées. Une notation et une teinte particulière ont été réservées au complexe des formations de versant *A* sur marnes et argiles indifférenciées du Lias pour deux raisons :

- dans certains secteurs comme à l'Ouest de Bligny-sur-Ouche et sur la bordure du haut plateau Sud-Est, *A* forme un masque qui gêne la cartographie détaillée du substratum ; mais par extrapolation, on sait que ce substratum est constitué par les marnes et argiles du Lias et il eût été dommage de ne pas rappeler sur la carte leur présence sous les altérites *A* ;
- sur les marnes et argiles du Lias, le complexe *A* (cartographié ou non) possède une spécificité importante pour la géotechnique : sous l'action de l'eau qui percole dans le manteau d'altérites, apparaissent des phénomènes de gonflement-retrait de l'argile qui, joints aux forces de gravité, provoque des glissements (voir loupes de glissement et système rocheux glissé).

A/15-6. Même complexe, avec désignation de la formation liasique probable recouverte. Dans d'autres secteurs, *A* présente les mêmes caractères, mais les observations aux alentours et le contexte structural permettent de désigner la probable formation recouverte (marnes et argiles pliensbachiennes 15-6 dans l'exemple donné en légende).

A/1 et *. Complexe *A* avec cailloutis calcaire abondant. Pour souligner l'abondance de cailloutis calcaire provenant de la reprise des éboulis et mélangés aux colluvions argileuses, le figuré propre aux éboulis (* sur la

légende de la carte) est surimposé aux figurés. //1. C'est le cas en contrebas du grand plateau sud-est.

Formations de versants

Éboulis

GP. Éboulis cryoclastiques pléistocènes.

Épaisseur. Maximum supposé entre 5 et 10 mètres.

Localisation. « Sablière » de Bligny-sur-Ouche (x = 777,34 ; y = 2 237,7).

Lithologie. Géographie. Le climat périglaciaire est à l'origine des éboulis ordonnés cryoclastiques, bien développés au pied des escarpements calcaires j1a et j2 de la vallée de l'Ouche à Bligny et Lusigny. Il s'agit de cailloutis calcaire plus ou moins calibré, granoclassé et lité, les couches plongeant dans la direction de la pente du versant. Les fragments calcaires sont anguleux, centimétriques à décimétriques, monogéniques, souvent enduits d'argile sableuse (grains calcaires) rouge, brune ou jaunâtre. L'argile sableuse peut être plus abondante et constituer, soit une matrice qui lie les fragments calcaires, soit même des couches intercalaires. Des couches de cailloutis sont cimentées en brèche par de la calcite blanche de précipitation. Une belle « sablière » s'ouvre au Nord-Est de Bligny. Elle produisait un matériau de renforcement pour chemins et plates-formes. La présence de GP, ou des formations de pente issues du remaniement de ces éboulis est souvent manifeste car le profil d'érosion différentielle type du substrat jurassique est gommé et même complètement modifié quand GP est épais : le profil s'empâte et devient convexe. Dans les labours, abonde le petit cailloutis calcaire, anguleux, blanc.

Paléontologie. Datation. Des ossements de marmottes (*Marmota marmota primigenia*) et des restes d'industrie lithique, remontant vraisemblablement au Paléolithique moyen, ont été trouvés dans les sablières de la vallée de l'Ouche, au Nord-Est de cette feuille (voir feuille Gevrey-Chambertin et Chaline (1960), Chaline *et al.* (1975). Ils datent donc ces éboulis cryoclastiques de la dernière période froide du Quaternaire (Würm). Ils seraient dus à la désagrégation des calcaires du plateau par action répétée du gel et du dégel et à l'accumulation en contrebas des produits de gélifraction et des limons de plateaux sous l'effet de la gravité, de la solifluxion et du ruissellement en période de dégel et de vent.

• **Sables en contrebas des versants gréseux** (tG). Un système un peu comparable et représenté sur la carte de la même façon, s'organise dans les vallées des rivières de Lacanche et de la Corcelles et sur le versant du bassin d'Autun-Épinac. Au pied de l'escarpement gréseux tG s'étale une épaisse

couche de sable quartzo-feldspathique, plus ou moins argileux, qui provient de la désagrégation des grès et empâte le profil du versant en masquant le contact des grès sur le socle. La rupture de pente qui caractérise ailleurs ce contact, est plus ou moins gommée. L'eau de l'aquifère gréseux (fissuré et plus ou moins poreux) sourde au toit du socle, beaucoup moins perméable, mais s'écoule sous, ou dans, ces colluvions sableuses et les sources (petites mais nombreuses) et « mouilles » (zones marécageuses) sont plus bas.

Les sols sont souvent bien différenciables de ceux du socle par leur texture très sableuse et leur teinte beige. Dans les zones où le colluvionnement est très réduit, le passage des grès au socle est marqué par l'apparition d'un sol rouge ou brun plus hétérogène et localement plus argileux, à un sable beaucoup plus hétérométrique et plus riche en feldspaths et où peuvent se mêler les blocs de grès et de socle.

• **Blocs calcaires ou gréseux.** Sous les affleurements calcaires j1a et j2 des hauts reliefs, des blocs parfois très grossiers sont éboulés et glissent (très lentement) sur les versants argileux liasiques. Le symbole particulier porté sur la carte indique, non pas des blocs, mais des zones à blocs. Il s'agit parfois de morceaux de bancs calcaires de plusieurs mètres cubes.

Mais le plus curieux est l'abondance et l'amoncellement de gros blocs de grès plus ou moins silicifiés à la périphérie du plateau du bois du Grand-Bessay à l'Ouest, sur les pentes où affleurent les grès tG et en contrebas sur le socle. De tels éboulis font penser aux phénomènes de gélifraction énergétique en climat périglaciaire du Quaternaire.

• **Éboulis calcaires récents et éboulis anciens remaniés sous corniche ou falaise calcaire** j1a et/ou j2. Des éboulis calcaires récents et des cailloutis provenant d'éboulis anciens comme GP, s'étalent quasiment partout sur les versants argileux liasiques au pied des falaises ou abrupts qui bordent les plateaux calcaires j1a et j2. Là où ils sont particulièrement abondants et grossiers, leur présence est rappelée par un figuré en surcharge sur la teinte qui représente le substratum argileux l7-8 ou l5-6. En réalité, ils masquent quasiment partout le contact normal ou par faille entre les calcaires du Jurassique moyen et les argiles et marnes du Lias, mais par convention, pour situer ce contact, un contour est tracé sur la carte, en trait continu lorsque la localisation est précise et en tireté lorsqu'elle est approximative.

Par ailleurs, les éboulis s'ajoutent aux altérites propres des argiles et marnes pour masquer l'écoulement des eaux de déversement du karst des plateaux calcaires. Au lieu de jaillir au contact des calcaires perméables et aquifères, d'avec des argiles très peu perméables, les sources sourdent, plus bas, à l'aval des éboulis épais ; ou bien l'eau continue à s'écouler en ruisellement « sous-cutané », dans (ou sous) les formations résiduelles et col-

luviales du versant. Mais si les sources sont rares sur la feuille Épinac, ce n'est pas en raison d'un développement très particulier des éboulis et du manteau d'altérites (voir *A/I*), mais :

- d'une part, de l'exiguïté de l'impluvium des buttes témoins du Nord-Est et donc de la faible alimentation de leur karst ;
- d'autre part, du drainage général des eaux du karst du plateau Sud-Est vers les sources de la vallée de l'Ouche (sur les feuilles Épinac et Beaune) par le jeu des structures monoclinales faillées.

Dans le paysage, la présence des éboulis calcaires est souvent révélée par une extension de la forêt de feuillus du plateau, aux dépens de l'espace cultivé du versant. C'est le cas, par exemple, vers le sommet des petites buttes témoins du Nord-Est.

Formations de vallées

C. Colluvions de piedmont et fond de vallon.

Épaisseur. 1 à plusieurs mètres.

Lithologie. À l'amont du réseau de l'Arroux et de l'Ouche, le remplissage des vallons perd progressivement son caractère fluviatile (tri et façonnement) pour prendre l'aspect d'une accumulation colluviale de bas de versant, sans éléments roulés, plus hétérogène, mais dont la composition est déterminée par celle des terrains les plus proches. Ainsi les colluvions C sont arénitiques et argileuses sur le socle, sablo-argileuses sur les grès tG, argilo-silteuses et plus ou moins sableuses sur le Trias argileux t-11, plus argileuses sur les marnes et argiles du Lias et argileuses à cailloutis calcaire (et notamment à cailloutis cryoclastiques) dans la zone orientale calcaire. Ces colluvions sont particulièrement hétérogènes en contrebas des hauts reliefs comme dans le secteur de Bligny-sur-Ouche et au fond du cirque du Bout-du-Monde.

Géographie. La limite C/Fy-z tracée sur la carte est très conventionnelle, mais elle se trouve dans la zone de transition topographique des fonds de vallées où le profil alluvionnaire à fond plat est remplacé par un profil en V arrondi, caractéristique du colluvionnement. Vers l'amont, alors que la pente du thalweg s'accroît, l'aquifère alluvial sableux cède la place à un remplissage généralement moins perméable, à coefficient d'emménagement beaucoup moindre. Le cours d'eau permanent qui, à l'aval, draine la nappe alluviale et les versants, devient temporaire ou disparaît à l'amont. Dans ces colluvions, l'eau percolle très lentement et le drainage souterrain réduit, se cantonne à la zone axiale, sous le talweg.

Datation. Issues des formations de plateaux et de versants *A*, *B*, et *GP*, les colluvions *C* ont été entraînées dans le fond de vallons probablement par les coulées de solifluxion de la fin de la période froide wurmienne et par le ruissellement qui a suivi à l'Holocène. Dans sa configuration actuelle, *C* pourrait être globalement plus récent que *Fy-z* car, au confluent des vallons et des vallées, il montre parfois de légers cônes de déjection empiétant sur le domaine alluvial.

FL. Dépôts fluvio-lacustres, fluviatiles et torrentiels du bassin d'Autun : argiles, limons, silts, sables fins à grossiers, graviers, galets. Cette formation, qui masque le substrat, est étroitement associée au bassin d'Autun et se localise principalement en rive droite de l'Arroux. C'est dans ce secteur, vers lequel converge l'ensemble du réseau hydrographique actuel, qu'apparaît le maximum de subsidence enregistré par les dépôts de type *FL*, antérieurs à ceux de type *Fx*.

Des dépôts de paléochenaux sont en relation avec la surface *FL*. Les sondages exécutés à l'aplomb des bois de la Vieille-Vente, au Sud-Ouest de Saint-Forgeot sur le territoire de la feuille Lucenay-l'Évêque, montrent que le remblaiement atteint parfois 20 m de puissance, avec 4 à 10 m de sables, graviers et galets à la base, surmontés par des argiles parfois sableuses, des silts et des sables quartzo-feldspathiques et micacés, plus ou moins argileux. Le terme inférieur grossier est représenté par des galets dont la longueur peut atteindre 10 cm d'après des observations faites en sondage et qui sont constitués de silex fauve à patine noire (chailles), quartz, grès, roches volcano-sédimentaires. Le terme supérieur, à dominante fine, traduit l'existence temporaire d'un domaine fluvio-lacustre. Cependant, les figures de sédimentation ainsi que la rareté des teintes réductrices affectant ces dépôts montrent que l'écoulement est resté permanent.

Le barrage naturel constitué par le leucogranite de Mesvres à Chavannes, au Sud-Ouest d'Autun, et l'avancée conjuguée dans le bassin d'Autun des cônes alluviaux du Ternin, de la Selle et du Méchet (feuilles Lucenay-l'Évêque et Autun) ont pu momentanément freiner la dynamique de la vallée de l'Arroux – dont le seul exutoire se trouvait au Sud-Ouest du bassin – et permettre ainsi l'accumulation de sédiments argileux dont l'existence n'est matérialisée qu'en amont d'Autun.

La carte géologique à 1/80 000 – feuille Château-Chinon (1965) attribuait ces dépôts au Mio-pliocène. À ce jour, aucun élément de datation n'existe à l'intérieur du bassin. À titre d'hypothèse, la jeunesse et la vigueur des reliefs dans les zones escarpées entourant le bassin suggèrent d'attribuer au Quaternaire les dépôts de type *FL*.

Fx. Dépôts fluviatiles et/ou torrentiels des vallées de l'Arroux et de ses principaux affluents : limons, sables, graviers, galets, blocs (anté-würmien, Pléistocène moyen ?). Dans les vallées de l'Arroux et de ses principaux affluents, des matériaux fins à très grossiers sont répartis sur des surfaces en glacis qui dominent la basse nappe (Fy-z) de quelques mètres à 25-30 mètres. Cette *terrasse glacis* montre un maximum d'extension dans le bassin stéphano-autunien où les terrains sont plus tendres. Elle est disséquée par de nombreux ruisseaux qui se raccordent au niveau de base des alluvions récentes. Ces mêmes ruisseaux, au cours généralement perpendiculaire à l'axe de la rivière principale, sont à l'origine des dépôts étagés sous forme de cônes torrentiels. Ils constituent les apports latéraux qui se raccordent à ceux de la plaine alluviale où le transport longitudinal l'emporte, d'où cette morphologie particulière de *terrasse glacis*.

Les dépôts de ces cônes latéraux, façonnés en terrasses par l'action du transport longitudinal, sont principalement développés sur une seule rive de la vallée principale : gauche pour la Drée, droite pour l'Arroux et le ruisseau de Lacanche. Cette dissymétrie montre que l'énergie liée à l'avancée de ces cônes dans le bassin a constamment repoussé et fait migrer le cours majeur, d'où l'existence de terrasses en glacis à pente latérale relativement forte : 2 à 2,5 % dans les vallées de la Drée et du ruisseau de Lacanche, 1 à 1,5 % pour l'Arroux.

La tectonique a incontestablement influencé ces aspects morpho-structuraux qui ont ensuite abouti à la disposition actuelle des vallées.

L'irrégularité structurale consécutive à la genèse de tels dépôts se traduit par des variations rapides dans les épaisseurs. Au débouché des zones escarpées les dépôts sont constitués de galets mal roulés et de blocs hétérométriques, sans ou avec peu de matrice, ce qui suggère bien un régime torrentiel. Dans la partie aval du profil longitudinal de chaque rivière, les galets sont mieux façonnés et de taille plus réduite. Généralement représentés par des matériaux grossiers à la base, les sables, graviers et galets sont emballés ou non dans une matrice sableuse quartzo-feldspathique et sont surmontés, en position de plateau, par des limons ocre jaunâtre ou rougeâtre parfois micacés ; l'ensemble n'a que quelques mètres de puissance.

Cependant, le substratum n'apparaît que très rarement sous la couverture de type Fx. Au Sud-Ouest de Sully, en bordure du bois de La Come, les blocs de grès et de quartz peuvent atteindre 50 centimètres. Les galets peuvent atteindre 20 cm et sont constitués suivant le lieu de roches volcano-sédimentaires, grès, quartz, granites, gneiss et chailles ; ils sont associés localement à des blocs de même nature.

Dans les zones où affleurent les conglomérats bordiers stéphaniens ou autuniens, les dépôts de type Fx ont largement emprunté leurs constituants

à ces assises. Les directions des apports sont analogues à celles du réseau hydrographique actuel.

D'après J.-C. Fresse (1978) l'étude des minéraux lourds de la fraction sableuse des alluvions Fx de la vallée de la Drée au Sud de Saint-Léger-du-Bois indique : tourmaline 60 %, zircon 22 %, grenat 3 à 5 %, rutile 1,5 à 3 % ; ce cortège minéral est identique à celui des grès supérieurs et argiles des buttes autuniennes voisines.

Les matériaux fins de couverture, constitués de limons argilo-sableux (alluvions fines) auxquels peuvent s'associer des colluvions, atteignent localement plusieurs mètres de puissance. Au Sud-Est d'Épinac ils ont alimenté une tuilerie.

Il n'existe pas d'indication précise sur l'âge de ces dépôts. Ils sont antérieurs aux creusements des fonds de vallée, et sont donc très probablement anté-würmien : Pléistocène moyen ?

Fy-z. Alluvions actuelles et subactuelles indifférenciées : limons, sables, graviers, galets (Würm ?, Holocène). Une basse plaine alluviale, large d'une à quelques centaines de mètres dans les hautes vallées, à environ 1 km dans le bassin permo-stéphanien d'Autun-Épinac, borde les cours de l'Arroux, de l'Ouche et de leurs affluents :

- les ruisseaux de Villeneuve et de Lacanche et la Drée, en rive gauche de l'Arroux;
- le ruisseau de Berny, la Suze et le Trévoux en rive droite ;
- le ruisseau de l'Éclin en rive gauche de l'Ouche.

Cette plaine alluviale correspond à la zone inondable. Il est malaisé de distinguer les alluvions récentes Fz et les alluvions plus anciennes Fy à cause de la faible dénivelée (1 à 1,50 m) qui les sépare. Aussi ces alluvions non différenciées sont-elles représentées avec le symbole Fy-z. En l'absence de coupes naturelles elles sont très mal connues. Cependant, quelques sondages donnent une idée de l'épaisseur du remblaiement des fonds de vallée.

Épaisseur. Plusieurs mètres et grande irrégularité. Dans la vallée de l'Arroux : 4 à 8 m entre Voudenay-le-Château et Sivry ; 2,5 à 7 m entre Cordesse et Surmoulin d'après plusieurs sondages réalisés pour la recherche de schistes bitumineux ; 2,5 à 3,25 m dans la vallée de la Drée près de Dracy-Saint-Loup, et présence de seuils rocheux comme à Surmoulin où le lit vif de l'Arroux s'inscrit directement dans les schistes.

Lithologie. Entre Cordesse et Surmoulin, les sondages réalisés pour la recherche de schistes bitumineux donne une composition allant de sables

grossiers quartzo-feldspathiques micacés à passées argileuses jusqu'à des galets décimétriques de quartz, silex fauve à patine noire (chailles), tufs, grès.

Ailleurs, les seuls sondages déclarés, archivés dans la Banque des données du sous-sol (BSS) et interprétables, ont été faits entre Voudenay-le-Château et Sivry. L'épaisseur du remplissage alluvial y varie assez rapidement du simple au double, aussi bien longitudinalement que transversalement ; la plus grande épaisseur n'étant pas forcément dans l'axe de la vallée ou au bord de la rivière. Les alluvions seraient des sables grossiers à fins, souvent moyens, plus ou moins argileux, avec des galets et graviers plutôt localisés dans la zone inférieure. La base peut comporter des blocs mêlés aux sables et graviers et des arènes et cailloutis d'altération du socle, primaire sous-jacent. Mais le tout est recouvert par des limons argileux ou argilo-sableux dont l'épaisseur varie localement de quelques décimètres à 2,5 mètres. Dans ce dernier cas, l'eau qui constitue une nappe dans les alluvions sableuses est (au moins temporairement), en charge sous cette couverture beaucoup moins perméable : l'eau est à une cote supérieure à celle du contact limon/sable dans les puits et sondages.

Par extrapolation et en tenant compte de la nature des terrains traversés indiquée par la carte, on peut supposer qu'à l'amont et dans les vallées affluentes profondément encaissées dans le socle puis dans les grès du Trias, ce caractère sableux et/ou argilo-marneux domine, le sable étant siliceux. En revanche, des sables et graviers calcaires composent certainement le remplissage alluvial de la vallée de l'Ouche.

Géographie. La présence des alluvions F se traduit par une forme très plate en fond de vallée, qui semble venir buter contre les abrupts de bas de versant correspondant à l'affleurement du substratum. C'est aussi un couloir de prairie bocagère alternant irrégulièrement avec quelques champs cultivés, qui traverse les massifs forestiers, les friches et bosquets des grès tG et la grande culture des terrains argilo-marneux triasiques ou liasiques.

Paléontologie. Datation. Les alluvions Fy-z ne sont pas datées sur la feuille Épinac. Le dernier alluvionnement sableux majeur peut remonter aux périodes de ruissellement des dégels würmiens, tandis que les limons qui terminent la séquence alluviale et forment cette surface basse et plate, reviendrait aux inondations post-glaciaires et holocènes.

Toutefois, les alluvions anciennes, qui commencent à apparaître latéralement en terrasse à l'aval, portent à Igornay les restes abondants d'une industrie lithique moustérienne (voir Archéologie) et l'on se demande si les silex façonnés ne sont pas empruntés aux alluvions. Cet alluvionnement plus ancien, terminé au Paléolithique moyen, remonterait donc au moins, au Pléistocène moyen, sinon aux premières époques du Pléistocène supérieur

(interglaciaire Riss-Würm ?). Dans la vallée de l'Ouche (Rémond, 1972), des graviers qui portent l'empreinte d'un climat périglaciaire (galets gélinés), sont recouverts par des éboulis cryoclastiques, renfermant des galets de tuf à plantes de climat tempéré, et qui pourraient dater du Mindel-Riss. En un lieu au moins, ils sont recouverts par d'autres graviers à ossements de *Castor fiber*, du Villafranchien (fin du Pliocène-début du Pleistocène ; Collot, 1904).

Les alluvions des réseaux de l'Ouche, de l'Arroux et de leurs affluents comblent donc le fond de vallées très anciennes dont le tracé remonte vraisemblablement au Tertiaire et dont le creusement doit être déjà très avancé au début du Quaternaire.

Dépôts anthropiques

X. Remblais et déblais divers. La plus importante masse de déblais correspond aux rebus des ancienne et nouvelle carrières du Pont-de-Colonne, sur la commune de Mimeure, au Nord-Ouest d'Arnay-le-Duc.

Xh. Terrils et haldes. L'ensemble du bassin d'Autun-Épinac supporte de nombreux et volumineux terrils, appelés ici « cavaliers », et situés à proximité des anciens puits de mines : Sud et Est d'Épinac, Petit et Grand-Moloy, Igornay, Muse, La Vesvre et Ravelin. En limite occidentale de la carte, l'ancienne mine de fluorine de Maine a laissé des haldes qui renferment encore des échantillons de fluorine blanche ou plus rarement violette et d'abondants blocs de tufs viséens hydrothermalisés.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Dans ce chapitre et le suivant certaines interprétations dépendent en partie des connaissances et des idées actuelles et sont donc susceptibles d'évoluer dans le futur.

Sur le territoire de la feuille Épinac, le socle varisque comprend les entités anté-stéphaniennes suivantes, par ordre d'âge décroissant :

- des gneiss, localement anatectiques, subaffleurants et constituant une partie du soubassement du bassin permo-stéphanien d'Autun-Épinac ;
- les formations dinantiennes, discordantes sur ces gneiss et constituées de terrains sédimentaires, volcaniques et subvolcaniques ;
- des roches magmatiques plutoniques à subvolcaniques intrusives dans les formations dinantiennes et les gneiss.

Sur cet ensemble de terrains varisques (ou hercyniens) se sont mis en place, en discordances successives :

- les shoshonites supposées stéphanienues situées en bordure nord du bassin d'Autun et les dépôts houillers du bassin stéphanien d'Épinac ;
- les sédiments lacustres autuniens (Permien inférieur) du bassin d'Autun ;
- la couverture sédimentaire marine mésozoïque.

TERRAINS ANTÉ-DINANTIENS

Dans la partie sud de la feuille Épinac, un bâti métamorphique constitué de gneiss, localement anatectiques, est subaffleurant sous la pellicule d'alluvions fluviales. Comme le montre le schéma structural, ces gneiss affleurent plus au Sud sur les territoires des feuilles Le Creusot (Courel *et al.*, 1988) et Autun (Arène *et al.*, 1991), dans les secteurs de Morlet et de Montjeu, où les cartographes ont distingué des gneiss et des migmatites. Les analyses chimiques permettent de distinguer des gneiss para- et orthodérivés (Delfour *et al.*, 1991).

Dans le secteur de Montjeu subsistent quelques reliques d'éclogites amphibolitisées, de péridotites à spinelle serpentinisées et d'amphibolites à anorthite, spinelle et corindon (Godard, 1990). Ces roches sont les témoins de la phase de haute pression ≤ 20 kb) et de moyenne température (≤ 750 °C) qui correspond au stade précoce d'enfouissement de croûtes continentale et océanique lors de la période de subduction éovarisque (450 à 400 Ma ; voir plus loin la synthèse géodynamique).

Le métamorphisme synfolial est de type barrowien, c'est-à-dire de pression et température moyennes (MP-MT), avec une paragenèse qui comporte toujours de la biotite et parfois du grenat ou de la sillimanite et de la cordiérite.

Durant leur remontée dans la croûte, les roches soumises au métamorphisme éovarisque de haute pression-moyenne température (HP-MT) ont subi une rétro-morphose. Dans l'ensemble du Massif central, les éclogites ont subi une décompression depuis 20 kb pour $T = 750$ °C, jusqu'à 10-12 kb pour $T = 700-750$ °C, puis 6-7 kb pour $T = 600-700$ °C (Santallier *et al.*, 1994), ce qui explique leur rétro-morphose dans le faciès amphibolite.

Les conditions P-T atteintes lors de cette décompression ont permis l'anatexie (fusion partielle) de para- et orthogneiss alumineux. Cette première phase d'anatexie varisque est bien caractérisée et calée par radiochronologie dans le Lyonnais, le Limousin et le Rouergue (cf. plus loin « Synthèse géodynamique régionale). La migmatisation observée au sein des gneiss alumi-

neux de Montjeu et Morlet, au Sud d'Épinac, date vraisemblablement de la même époque c'est-à-dire du Dévonien moyen (~ 380 Ma).

FORMATIONS DINANTIENNES

Sur le territoire de la feuille Épinac, situé en bordure orientale du Morvan, les formations du Dévonien moyen à supérieur sont totalement absentes, à l'affleurement du moins, et celles du Tournaisien-Viséen inférieur ne sont que peu représentées, comme le montre le schéma structural. Cela peut être expliqué par une érosion importante lors de la surrection intraviséenne.

Considérations paléogéographiques

(d'après J. Delfour *et al.*, 1995)

Du Tournaisien au Viséen moyen, les dépôts sédimentaires se font dans un environnement marin peu profond, par apports successifs parfois brutaux, de matériaux érodés sur un continent proche ; puis, au Viséen supérieur, les conditions continentales émergées paraissent générales. Les alternances répétées de sédiments clastiques plus ou moins grossiers et de sédiments fins caractérisent un domaine épicontinental, subsident, alimenté par des turbidites. Sur le continent, constitué par le bâti métamorphique, le climat favorise la végétation, mais les conditions de transport des sédiments sont peu propices à la conservation des restes organiques.

L'activité volcanique débute au Dévonien supérieur (Famennien) par une suite de basaltes, andésites, dacites et soda-rhyolites, non représentée - à l'affleurement du moins - sur le territoire de la feuille Épinac, et ayant les caractères d'un magmatisme calco-alcalin d'arc (cf. plus loin, fig. 19b). Elle est plus réduite durant les premiers temps du Carbonifère et reprend à la fin du Tournaisien où les laves acides prédominent et constituent des massifs isolés et des dômes au sein de la sédimentation détritique.

Au Viséen inférieur, les épanchements de laves et ignimbrites acides dominant largement une sédimentation détritique où s'intercalent les produits de démantèlement des appareils volcaniques plus ou moins émergés, tufs et conglomérats à galets de dacite et rhyolite.

Au Viséen supérieur, le volcanisme domine largement, laissant peu de place à des dépôts charbonneux qui sont de surcroît toujours associés à des tufs remaniés. Ce volcanisme est essentiellement aérien et fait de puissantes accumulations de tufs soudés ou d'ignimbrites, localisées dans des domaines dont la structuration est contrôlée par des fractures formées lors de la phase épirogénique intra-viséenne. Dans ces fosses volcano-pluto-

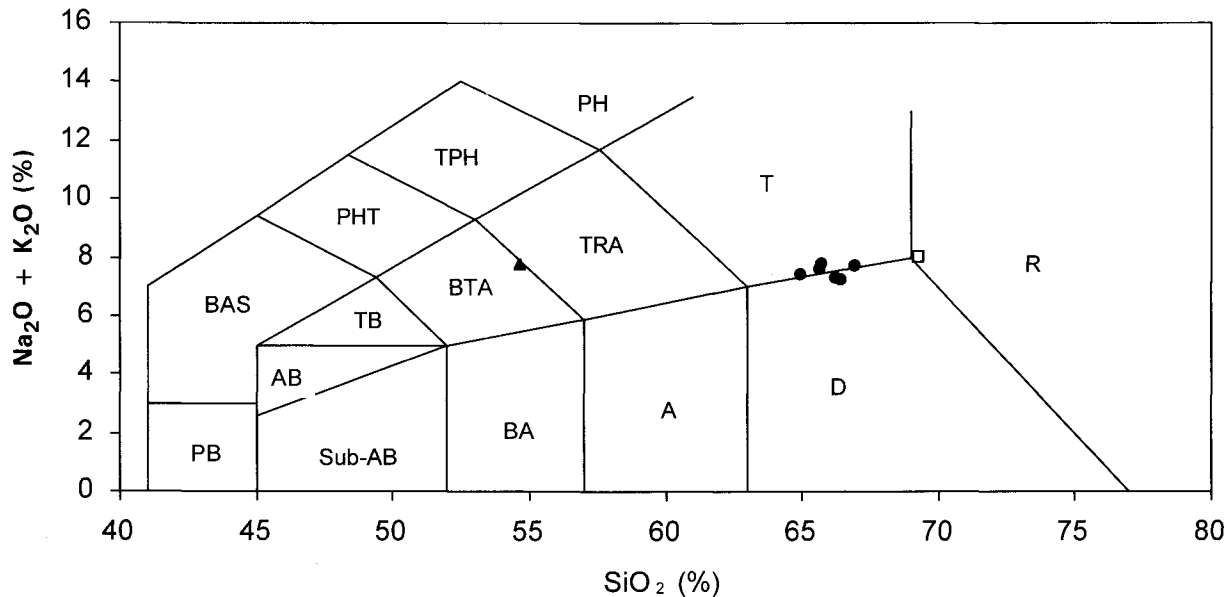


Fig. 10 - Diagramme SiO₂ vs. Na₂O + K₂O pour les roches volcaniques de la feuille Épinac (Le Maitre et *al.*, 1989).

Pour la signification des symboles, voir figure 8. **PB** - champ des picrobasaltes ; **AB** - champ des basaltes alcalins ; **Sub-AB** - champ des basaltes sub-alcalins ; **BA** - champ des andésites basaltiques ; **A** - champ des andésites ; **D** - champ des dacites ; **R** - champ des rhyolites ; **BAS** - champ des basanites ; **TB** - champ des trachybasaltes (hawaïites et absarokites) ; **BTA** - champ des trachyandésites basaltiques (mugéarites et shoshonites) ; **TRA** - champ des trachyandésites (benmoréites et latites) ; **T** - champ des trachytes ; **PHT** - champ des téphrites phonolitiques ; **TPH** - champ des phonolites téphritiques ; **PH** - champ des phonolites.

niques, orientées ENE-WSW, la subsidence est entretenue par la vidange des chambres magmatiques sous-jacentes. La très large extension et la relative homogénéité pétrographique des laves et des ignimbrites ne permettent ni de cerner les foyers d'éruption, ni de cartographier de caldeira.

L'activité volcanique, intense durant tout le Viséen, est accompagnée par la montée de granitoïdes : granophyres et autres microgranites à granites subvolcaniques qui envahissent peu à peu les formations volcano-sédimentaires. J. Delfour et C. Guerrot (1997) distinguent deux générations de microgranites viséens :

- la première est représentée par le microgranite de Picampoix, qu'ils datent à 345 ± 10 Ma par la méthode Pb/Pb sur zircon ; elle est contemporaine des intrusions de granites subalcalins potassiques qui succèdent au volcanisme acide du Tournaisien-Viséen inférieur ;
- la seconde est contemporaine des volcanites acides, aériennes, du Viséen supérieur et correspond donc aux granitoïdes de type h2 γ abondamment représentés sur le territoire de la feuille Épinac.

Géochimie des roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur

Pour compléter les données acquises plus à l'Ouest (Delfour *et al.*, 1995), nous avons fait analyser 6 échantillons : 3 de tufs, 2 de microgranite porphyrique dont l'un altéré (1D06) et un de granite subvolcanique. Le laboratoire du BRGM a dosé les éléments majeurs par fluorescence X et les éléments traces par ICP/MS ou ICP dans ces 6 échantillons et ceux d'autres roches magmatiques (tabl. 1, 2 et 3, en annexe).

Caractères généraux. Les gammes des teneurs en SiO₂ sont assez semblables dans les granites subvolcaniques (64,9 à 66,93 %) et les tufs (65,71 à 66,38 %) et traduisent le caractère faiblement acide de ces roches.

Dans le diagramme SiO₂ vs. Na₂O + K₂O (fig. 10), les échantillons se regroupent sur la limite entre le champ des trachytes et celui des dacites. Dans le diagramme SiO₂ vs. K₂O (fig. 11), les roches se placent de part et d'autre de la limite entre le champ fortement potassique et celui des séries shoshonitiques, à cause de teneurs en K₂O élevées (4 à 5 %). La majorité des tufs et (micro)granites du Viséen supérieur ont un caractère fortement peralumineux, se traduisant par un indice d'aluminosité A/CNK de 1,11 à 1,36 ; ce rapport A/CNK est un paramètre multicationique tel que : $A/CNK = (Al_2O_3/102)/(CaO/56 + Na_2O/62 + K_2O/94)$. Dans le diagramme SiO₂ vs. FeO₄/MgO (fig. 12), les tufs et microgranites s'inscrivent dans le champ calco-alcalin, avec des rapports FeO₄/MgO particulièrement faibles (< 2).

En accord avec leur caractère nettement potassique, les roches montrent des teneurs élevées en Rb (> 130 ppm), Ba (> 850 ppm) et U (> 7 ppm). De même, leurs teneurs en Li sont particulièrement fortes (69 à 109 ppm), ce qui est un caractère commun des granitoïdes de l'association aluminopotassique (Stussi, 1989). Entre les tufs et les (micro)granites, on note quelques différences systématiques : teneurs plus faibles en Th (~ 18 ppm dans les tufs contre 20-29 ppm dans les microgranites) et teneurs plus faibles en terres rares lourdes (ex. : Yb = 1,6-1,9 ppm contre 2,4-3 ppm). Il en découle un fractionnement plus marqué des spectres de terres rares entre Gd et Lu (fig. 13) ; néanmoins, les spectres multi-élémentaires apparaissent tout à fait comparables (fig. 14).

En conclusion, les granites, microgranites et tufs du Viséen supérieur sont modérément acides. Ils s'apparentent aux granitoïdes de l'association aluminopotassique par leur caractère fortement peralumineux et leurs teneurs élevées en Li, mais présentent des spectres d'éléments traces comparables à ceux des roches calco-alcalines ou shoshonitiques (subalcalines).

À titre de comparaison, ces roches présentent de nombreuses analogies (tabl. 1 en annexe) avec les rhyodacites miocènes du complexe de San Vincenzo en Toscane (Giraud *et al.*, 1986), formées sur la croûte alpine épaissie qui commence son extension. Ce magmatisme constitue un terme de passage entre les lignées peralumineuses et shoshonitiques.

Considérations pétrologiques. Le caractère aluminopotassique des roches subvolcaniques à volcaniques du Viséen supérieur suggère une origine essentiellement crustale pour ce magmatisme. Le caractère peu acide ($\text{SiO}_2 \sim 66\%$) et leurs teneurs assez élevées en CaO et MgO impliquent que la fusion ait eu lieu à une température relativement haute, supérieure à celle du minimum granitique.

La comparaison entre la moyenne de ces roches et celle de la croûte continentale supérieure (tabl. 1 en annexe) fait apparaître des différences sensibles : teneurs 2 à 4 fois plus fortes en K, Th, U, Ba, Li, mais teneurs 2 fois plus faibles en Ca, Ta et Nb. Inversement, les teneurs en terres rares, Hf et Zr sont assez proches. La source des magmas du Viséen supérieur apparaît donc être assez différente celle de la moyenne de la croûte continentale supérieure. Les fortes teneurs en Th, K ou U impliquent qu'il s'agit d'un matériau particulièrement évolué : un orthogneiss potassique par exemple.

Au sein du socle du Morvan, les terrains les plus propres à représenter cette source sont les gneiss du bâti métamorphique. J. Delfour (comm. pers.) a compilé trente analyses de gneiss des massifs de Chastellux (Nord Morvan) et de Montjeu (cf. schéma structural). Dans le diagramme SiO_2 vs.

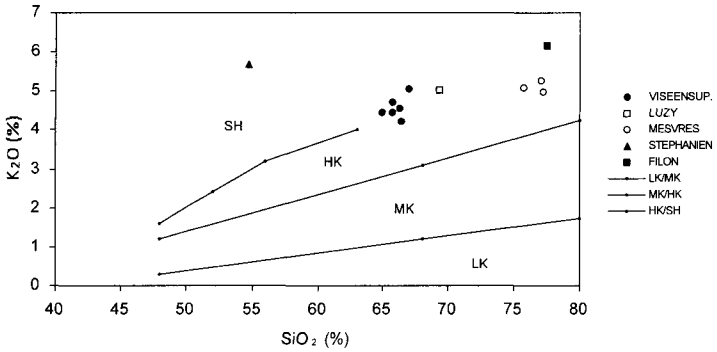


Fig. 11 - Diagramme SiO_2 - K_2O pour les roches volcaniques et plutoniques de la feuille Épinac (Peccerillo et Taylor, 1976).

LK - champ des séries faiblement potassiques, MK - champ des séries moyennement potassiques ; HK - champ des séries fortement potassiques ; SH - champ des séries shoshonitiques.

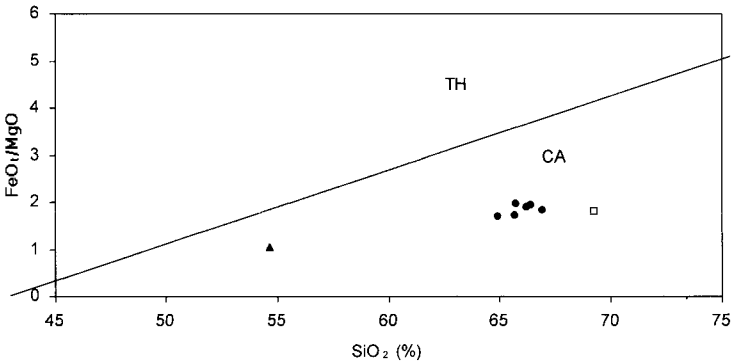


Fig. 12 - Diagramme SiO_2 vs. FeO_t/MgO pour les roches volcaniques de la feuille Épinac et le granite de Luzy (Miyashiro, 1974).

Mêmes figurés que dans la figure 11. CA - champ des séries calco-alcalines ; TH - champ des séries tholéitiques.

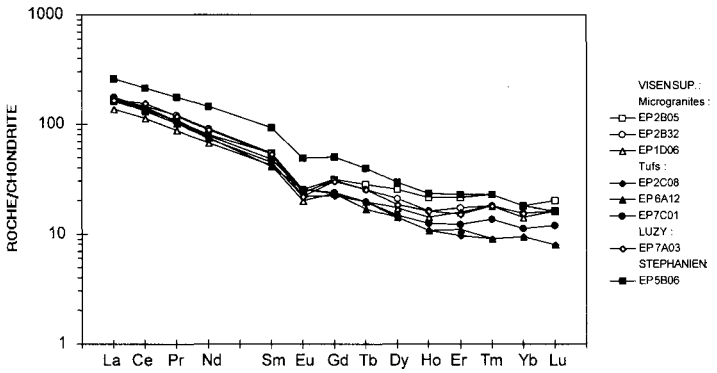


Fig. 13 - Spectres de terres rares normés aux chondrites pour les tufts et microgranites viséen supérieur, le granite de Luzy et le basalte stéphanien de la feuille Épinac (valeurs de normalisation d'Anders et Grévesse, 1989).

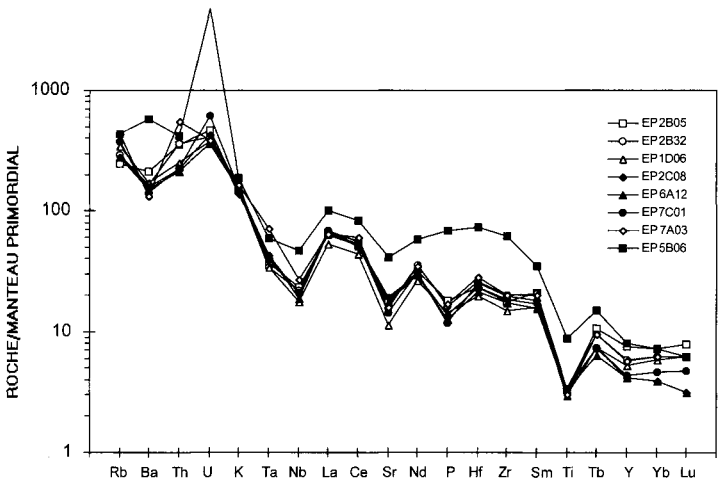


Fig. 14 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les tufts et microgranites viséen supérieur, le granite de Luzy et le basalte stéphanien de la feuille Épinac (cf. fig. 13 pour des précisions sur les figurés).

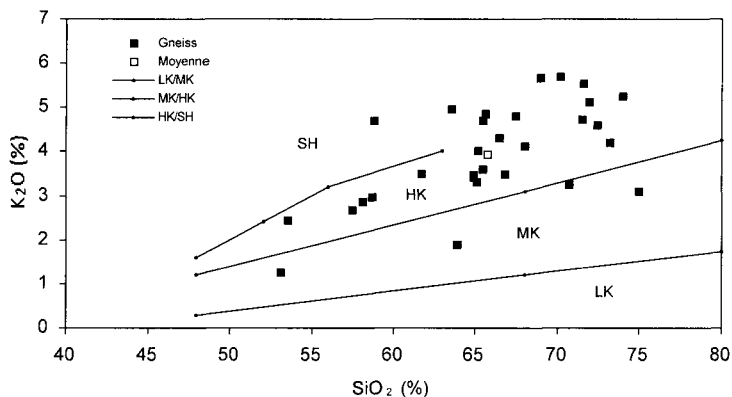


Fig. 15 - Diagramme SiO_2 - K_2O pour les gneiss anté-dévonien du Morvan (Peccerillo et Taylor, 1976) (d'après une compilation de Delfour, comm. pers.).

LK - champ des séries faiblement potassiques ; MK - champ des séries moyennement potassiques ; HK - champ des séries fortement potassiques ; SH - champ des séries shoshonitiques.

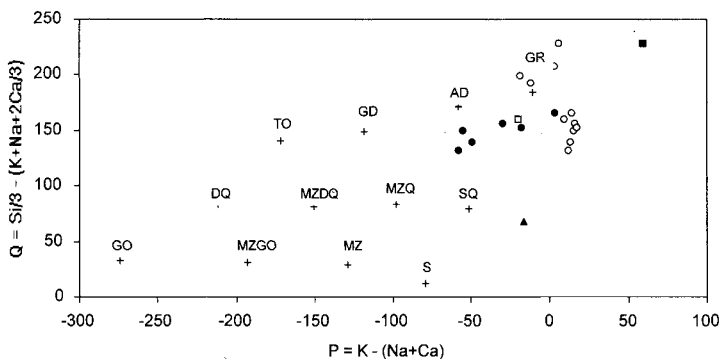


Fig. 16 - Diagramme P-Q pour les roches volcaniques et plutoniques de la feuille Épinac.

Mêmes figurés que dans la fig. 10. Ce diagramme, adapté de La Roche (1964), utilise deux paramètres : l'un (P) représente les proportions relatives de feldspath potassique (K, en positif sur l'axe des abscisses) et de plagioclase ($-(\text{Na} + \text{Ca})$, en négatif sur l'axe des abscisses), l'autre (Q) représente la silice non liée aux feldspaths ; il est proportionnel à la quantité de quartz dans la roche. Si, K, Na et Ca représentent des quantités cationiques. Les moyennes de référence pour les différents types de roche plutonique sont tirées de Debon et Lefort (1983 ; 1988), elles sont abrégées comme suit : GO - gabbro, MZGO - monzogabbro, MZ - monzonite, S - synénite, DQ - diorite quartzifère, MZDQ - monzodiorite quartzifère, MZQ - monzonite quartzifère, SQ - syénite quartzifère, TO - tonalite, GD - granodiorite, AD - adamellite, GR - granite.

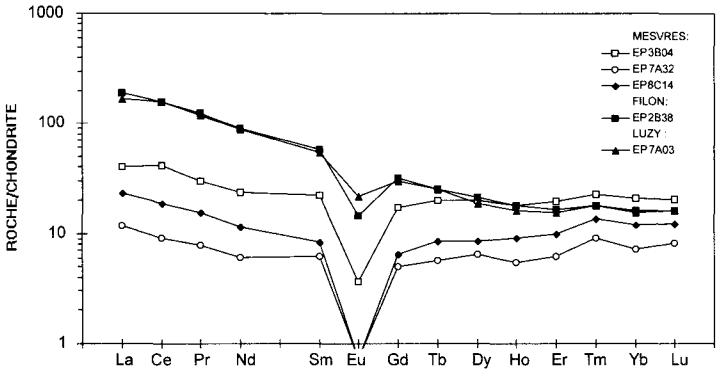


Fig.17 - Spectres de terres rares normés aux chondrites pour les granites de Luzu et de Mesvres et un microgranite tardif (valeurs de normalisation d'Anders et Grévesse, 1989).

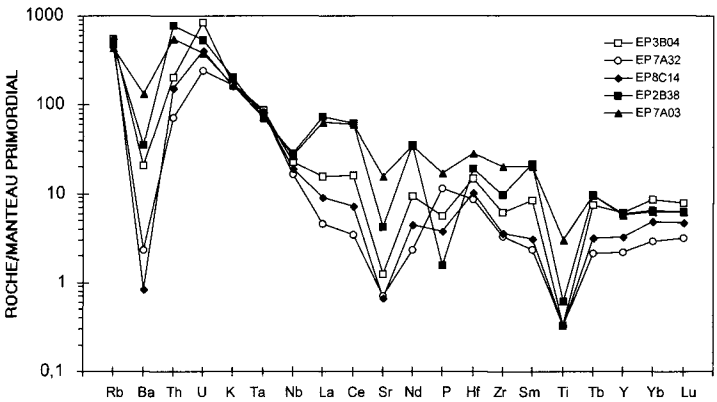


Fig. 18 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial pour les granites de Luzu et de Mesvres et un microgranite tardif (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) (cf. fig. 13 pour des précisions sur les figurés).

K₂O (fig. 15), elles se répartissent entre les champs fortement potassique et shoshonitique, la moyenne étant de 65,8 % de SiO₂ pour 3,94 % de K₂O. La comparaison entre la moyenne de ces gneiss et celle des tufs et (micro)granites montre de très fortes analogies (tabl. 1 en annexe), aussi bien pour les éléments majeurs que pour les éléments traces. La seule différence notable porte sur U, 2 à 3 fois plus abondant dans les tufs.

Ainsi, la fusion totale de ces gneiss produirait un magma quasi identique aux tufs et (micro)granites du Viséen supérieur.

GRANITOÏDES INTRUSIFS DANS LES FORMATIONS DINANTIENNES

Trois types de granitoïdes sont intrusifs dans les formations volcano-sédimentaires dinantiennes antérieures et les granitoïdes subvolcaniques associés. Par ordre chronologique de mise en place, ce sont :

- un granite porphyroïde à biotite situé dans le prolongement nord-est du batholite composite de Luzy (fig. 1 et schéma structural), pour lequel les datations radiométriques donnent 348 ± 6 Ma par la méthode U-Pb sur zircon et uraninite (Supply, 1985) pour le granite de Grury (feuille Bourbon-Lancy) et 350 ± 31 Ma par une isochrone Rb-Sr (Roques *et al.*, 1971) pour le granite d'Issy-l'Évêque (feuille Toulon-sur-Arroux) ;
- des leucogranites à grain fin-moyen, localement pegmatitiques, à 2 micas, analogues au leucogranite de Mesvres, mal daté actuellement mais en tout cas antérieur aux dépôts houillers du Stéphanien moyen d'Épinac et probablement namurien, comme le leucogranite de la Pierre-qui-Vire (323 Ma ; Duthou *et al.*, 1984), ou westphalien ;
- des microgranites plus ou moins porphyriques à biotite, en filons et sills recoupant les entités précédentes y compris, pour certains, les leucogranites à deux micas.

H.-G. Carrat (1969) a réalisé une étude géochimique du batholite de Luzy, qu'ont réinterprétée P. Rolin et J.-M. Stussi (1991). Comme aucune analyse de cette étude ne concerne la carte Épinac, nous avons procédé à l'analyse chimique de 5 échantillons de roches : un de granite porphyroïde, 3 de leucogranites et une bordure d'un filon de microgranite porphyrique (tabl. 2, en annexe).

Granite porphyroïde à biotite ($\rho\gamma^3$). L'échantillon analysé est acide (SiO₂ = 69,24 %), faiblement peralumineux (A/CNK = 1,08), nettement potassique (K₂O = 5,04 %) (fig. 11) et présente un faible rapport FeO_T/MgO (< 2) (fig. 12). Sa forte teneur en potassium le situe entre les granite et syénite quartzifère de référence dans le diagramme P-Q (fig. 16). Il est aussi particulièrement riche en Rb (235 ppm), Ba (801 ppm), U (11 ppm) et Th

(44,7 ppm). Ces caractères sont compatibles avec une appartenance à l'association subalcaline (Rolin et Stussi, 1991).

Bien qu'il soit plus acide et moins alumineux que les tufs et microgranites du Viséen supérieur, le granite porphyroïde montre des spectres d'éléments traces très comparables (fig. 13 et 14). Les principales différences portent sur les teneurs en Th, Ta et Rb significativement plus fortes dans le granite.

Les analogies entre ce granite et les tufs et microgranites du Viséen supérieur suggèrent des sources voisines. Un réservoir très évolué doit être envisagé pour le granite. La différence d'âge entre le granite de Grury (348 ± 6 Ma ; Supply, 1985) et les tufs et microgranites du Viséen supérieur – dont le sommet est vers 325 Ma – implique la persistance, dans le Morvan, du magmatisme anatectique subalcalin pendant 20 à 30 Ma.

Leucogranites à deux micas (γ^2). Le schéma structural montre qu'ils se situent dans le prolongement nord-est du massif de Mesvres et constituent une partie du soubassement du bassin d'Autun-Épinac. Ils présentent des caractères géochimiques nettement distincts de ceux du granite porphyroïde dans lequel ils sont franchement intrusifs.

Les roches sont très acides ($\text{SiO}_2 = 75,7$ à $77,21$ %), riches en potassium ($\text{K}_2\text{O} \sim 5$ à $5,25$ %), pauvres en CaO ($< 0,29$ %) et TiO_2 , ($0,06$ %), peralumineuses à fortement peralumineuses ($A/\text{CNK} = 1,07-1,13$). Elles se placent au voisinage du granite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 16). Leurs teneurs faibles à très faibles en Sr (< 25 ppm), Eu ($< 0,2$ ppm) et Ba (< 125 ppm) donnent de très fortes anomalies négatives en ces éléments (fig. 17 et 18) et témoignent d'un intense fractionnement de feldspaths. Inversement, les roches sont riches en Rb (> 250 ppm) et Ta (~ 3 ppm). Tous ces caractères sont des traits communs aux leucogranites peralumineux (Cocherie, 1978 ; Pearce *et al.*, 1984). Les teneurs en Th sont toutefois relativement élevées (6 à 17 ppm), ce qui fait écho aux fortes teneurs en potassium. Tout cela conduit à définir ces roches comme des leucogranites alumino-potassiques à tendance subalcaline potassique.

Microgranites porphyriques ($\mu\gamma$). Nous n'avons fait analyser qu'un seul échantillon, provenant de la « bordure figée » d'un filon de l'ancienne carrière du Pont-de-Colonne.

La roche est très acide ($\text{SiO}_2 = 77,49$ %), fortement peralumineuse ($A/\text{CNK} = 1,22$), très riche en potassium ($\text{K}_2\text{O} = 6,17$ %) et quasiment dépourvue de fer, magnésium ou calcium. Elle représente donc un magma extrêmement évolué ; cependant, les teneurs en Ba, Sr et Eu sont supérieures à celles du granite de Mesvres (fig. 17 et 18), ce qui suggère que le fractionnement de feldspath y a été moins intense. De même, les teneurs en

terres rares légères sont assez fortes (ex. La = 44,7 ppm) et la teneur en Th particulièrement élevée (63,6 ppm). Ceci confirme la tendance nettement subalcaline potassique de ce microgranite et l'apparente au granite de Luzy ainsi qu'aux roches magmatiques du Viséen supérieur.

Le métamorphisme thermique. Dans le quart nord-ouest de la carte, des siltites viséennes sont transformées localement en schistes tachetés au contact de corps de microgranites porphyriques subvolcaniques du Viséen supérieur et/ou plus tardifs. Dans le quart sud-est, les intrusions de granitoïdes de type $\rho\gamma^3$ et/ou ${}^L\gamma^2$ ont engendré un métamorphisme thermique beaucoup plus important donnant d'une part, des cornéennes dans lesquels il est difficile de reconnaître la roche originelle et d'autre part, des schistes tachetés *lato sensu* dérivant soit de siltites ou autres roches sédimentaires, soit de tufs.

La diversité des faciès s'explique par la combinaison des facteurs suivants :

- la composition chimico-minéralogique des roches originelles, forcément hétérogène dans une séquence volcano-sédimentaire ;
- le volume, la température, la profondeur de mise en place et la nature des magmas qui dans le cas présent sont tous granitiques mais de différents types comme nous venons de le voir ci-dessus.

La principale entité cartographique de « cornéennes et schistes tachetés indifférenciés » est, du côté oriental, en contact avec un corps de granite porphyroïde à biotite qui se rattache au batholite composite de Luzy. Si ce granite a comme celui de Grury (cf. *supra*) un âge de 348 ± 6 Ma, cela implique que les sédiments et tufs affectés par le métamorphisme thermique datent du Tournaisien ou à la limite du Viséen basal ; cette hypothèse est compatible avec le fait que des conglomérats et autres sédiments de cet âge, exempts de métamorphisme de contact, sont présents au Sud-Ouest et au Nord-Est de la principale entité de Γ_{1-2} .

En revanche, les autres entités de roches ayant subi un métamorphisme thermique se trouvent toujours au contact d'intrusions de leucogranites à deux micas et dans un contexte de tufs rattachés au Viséen supérieur, ce qui est compatible avec l'âge supposé namuro-westphalien de ces leucogranites peralumineux.

SHOSHONITES SUPPOSÉES STÉPHANIENNES

Ces roches volcaniques, qui constituent probablement des vestiges de coulées, occupent – comme le montre le schéma structural – une position remarquable en bordure nord du bassin permien d'Autun. Les analyses chimiques effectuées dans le cadre de la feuille Lucenay-l'Évêque ont révélé

une composition de basalte alcalin à trachy-andésite (Delfour *et al.*, 1995, p. 44) avec une teneur en K_2O de 3,4 à 5,5 % pour une teneur en Na_2O de 1,7 à 2,3 % et une forte perte au feu (3,5 à 5 %).

Nous avons fait analyser un échantillon (5B06, tabl. 3, en annexe) du faciès sombre du gisement d'Igornay Nord. Il présente une perte au feu élevée (4,22 %) due à l'altération. Dans le diagramme SiO_2 vs. $Na_2O + K_2O$ (fig. 10), la roche se place dans le champ des trachy-andésites basaltiques, ce caractère alcalin traduisant une teneur en potassium très élevée ($K_2O = 5,68\%$). Ce type de lave peut être qualifié de « trachy-basalte » ou mieux de shoshonite.

Bien que la teneur en MgO soit modérée (6,03 %), le rapport FeO/MgO est particulièrement faible (~ 1) (fig. 12), ce qui est un caractère assez constant des lamprophyres (Velde, 1971a-b). La teneur en titane est plutôt forte : $TiO_2 = 1,58\%$. À l'image des teneurs en potassium, les teneurs en éléments incompatibles sont très fortes (ex. $Th = 33,8$ ppm ; $Ba = 3\,500$ ppm ; $La = 62,2$ ppm), dans la gamme de celles des lamprophyres varisques (Turpin *et al.*, 1988). Le spectre de terres rares (fig. 13) présente un fractionnement très marqué et le spectre multi-élémentaire (fig. 14) montre des anomalies négatives en Ta, Nb et Ti, qui confirment également l'affinité avec la famille des lamprophyres. Une forte anomalie positive en U (96,5 ppm et fig. 14) est à noter.

En conclusion, le « basalte » analysé s'apparente aux shoshonites et aux lamprophyres.

BASSIN STÉPHANIEN D'ÉPINAC

Le bassin houiller d'Épinac se met en place au Stéphanien moyen ; de direction subméridienne, il est limité au Sud (feuille Le Creusot) par la faille d'Autun, comme le montre le schéma structural. La sédimentation détritique de la base comprend des dépôts de charbon, de type littoral épais, se digitant vers le centre du bassin. Ensuite, en liaison probable avec une subsidence accélérée, ce sont surtout les faciès détritiques grossiers – les grès conglomératiques du mont Pelé – qui dominent (cf. fig. 7, en hors texte).

BASSIN PERMIEN D'AUTUN

La série détritique continentale de la base du Permien succède rapidement aux dépôts houillers du Stéphanien, déformés et plissés lors des dernières phases de serrage tardi-carbonifères, puis s'étale largement vers l'Ouest sur une aire plus vaste, créée par la subsidence d'un demi-graben contrôlé par un ancien accident décrochant fonctionnant alors en faille normale : la faille

d'Autun. C'est cette bordure sud du bassin qui est tectoniquement la plus active et contrôle la dynamique de son remplissage (cf. fig. 7, en hors texte).

Le bassin d'Autun est à l'époque un grand lac intramontagneux, entouré de reliefs modérés d'où proviennent les sédiments détritiques : décharges conglomératiques grossières sur les bordures, surtout au Sud, sédiments plus fins sableux et argileux vers le centre, dans lesquels se mêlent parfois des cendres d'origine volcanique (cinérites, ou « gores » d'après le terme des anciens mineurs), témoins d'une activité éruptive régionale contemporaine.

Pendant les épisodes calmes, quelques dépôts organiques de type houiller dus à la présence d'une flore s'accumulent sur les rivages, surtout à l'Autunien inférieur. Au centre du lac, en dehors des zones d'apport de sédiments grossiers, la fraction détritique fine est mêlée à de la matière organique algale et se dépose en vases noires, parfois entrecoupées de silts micacés évoquant des apports saisonniers à l'origine de faciès varvés.

Ce bassin n'a jamais été très profond, comme le montrent les dépôts de type fluviatile intercalés dans les faciès lacustres, et a dû être pratiquement comblé plusieurs fois durant son fonctionnement. Avec l'arrêt définitif de la subsidence à l'Autunien supérieur et les ultimes décharges très grossières provenant de la bordure sud, son comblement s'achève, sans que les formations du Permien supérieur, les « grès rouges » du Saxonien, ne se soient déposés.

COUVERTURE SÉDIMENTAIRE MÉSOZOÏQUE

Lagune du Trias moyen-supérieur

Les premiers sédiments de l'ère secondaire (voir Courel, 1970), se déposent sur une surface d'érosion très remarquable par sa planéité : c'est la pénéplaine (ou pédiplaine) post-hercynienne qui tronque toutes les formations précédentes. Très basse et très légèrement inclinée vers l'Est ou le Sud-Est (voir le chapitre synthèse géodynamique) elle est lentement envahie au Trias moyen par la mer germanique qui dépose, en Lorraine et Franche-Comté, les sédiments du Muschelkalk. Dès la fin de l'Anisien ou au Ladinien, vers 235 Ma, le front lagunaire de la transgression atteint le territoire de la feuille ou n'en est pas loin. En tout cas, des conditions de milieu aquatique confiné, à très faible tranche d'eau salée, semblent bien gagner peu à peu le terrain du Sud-Est vers le Nord-Ouest jusqu'aux environs de la vallée de l'Arroux à l'aval d'Arnay-le-Duc. Les sédiments sont étalés en couches relativement régulières qui s'amenuisent dans cette direction. Ils sont d'abord détritiques terrigènes. Le sable (grès tG) est souvent grossier, mal trié, peu façonné, généralement carbonaté au Sud-Est mais beaucoup moins au Nord-Ouest où, en revanche, la silicification est fréquente. Les pseudo-

morphoses de sel gemme trahissent la concentration minérale de l'eau mais les évaporites doivent être éliminées par de nouvelles dissolutions. Puis la sédimentation détritique terrigène s'affine (t-l1), se mêle de plus en plus à des carbonates de précipitation et devient puissante à Ivry-en-Montagne. Si le fond est subsident, la tranche d'eau reste faible et très minéralisée. Les carbonates magnésiens (à l'origine des dolomies) et les sulfates (qui donneront le gypse d'Ivry) précipitent. Mais on perd très vite la trace du gypse : dans le pays d'Arnay et à l'Ouest de l'Arroux aucun dépôt ne ressemble à ceux du Trias oriental.

Transgression marine du Rhétien

Au Rhétien la mer s'avance jusque sur la marge morvandelle. Les sédiments de type Grès blonds, triés, calibrés et plus ou moins émoussés, les dépôts carbonatés à lamellibranches qui les surmontent, les traces de plantes témoignent, cette fois, d'un milieu plus marin mais très proche du socle encore émergé (t-l). Certains qualifient le milieu d'intertidal (zone de battement des marées). Mais le gradient de sédimentation et probablement le diachronisme NW-SE persistent puisque de Marcheseuil à Ivry, les niveaux à faciès Grès blond se multiplient et s'accompagnent de sédiments encore en partie détritiques terrigènes, en partie ferrugineux, de plus en plus carbonatés, épais et fréquemment associés à des restes de faune benthique (zone supérieure de t-l1).

Généralisation des conditions marines épicontinentales au Jurassique

À l'Hettangien s'affirme, sur tout le territoire de la feuille, un caractère marin qui persistera jusque vers la fin du Jurassique supérieur. Mais des apports terrigènes ne cesseront de se mêler épisodiquement aux dépôts carbonatés marins. Cette alternance de formations partiellement ou exclusivement calcaires, rythmée par les reprises de subsidence et les comblements du fond marin, permettent de subdiviser la puissante série jurassique en grandes séquences de sédimentation dites lithoclinales, elles-mêmes subdivisibles en séquences plus élémentaires. Le log lithostratigraphique général indique la localisation des discontinuités successives séparant les séquences majeures.

• *Plates-formes calcaires minces et vasières du Jurassique inférieur*

Trois séquences de sédimentation constituent la couverture au Lias :

- une première séquence que l'on peut qualifier de transition puis de développement des conditions franchement marines, qui dure de l'Hettangien au Lotharingien (l2-4, l2C et l3-4) ;
- une deuxième séquence essentiellement faite de vases carbonatées de milieu plus profond, du Lotharingien au Domérien supérieur (l5-6 et l6C) ;
- une troisième séquence de même type mais interrompue au Toarcien supérieur (l7-8).

• **Création de la première plate-forme calcaire au Lias inférieur.** Les derniers dépôts de l'Hettangien (base de l2-4 à Marcheseuil et l2C ailleurs) résultent de l'alternance et de l'interaction des sédimentations d'origine détritique terrigène, biologique et biochimique en milieu marin ouvert mais peu profond et encore sous influence continentale : au début, les vases carbonatées (marnes) alternent irrégulièrement avec les boues calcaires auxquelles se mêlent parfois du sable grossier (calcaires gréseux). Les premières pseudo-oolites ferrugineuses apparaissent. Mais les peuplements de mollusques marins se développent (lumachelles à lamellibranches) et les nageurs du large comme les ammonites viennent jusqu'ici. Puis, au Sinémurien, les conditions de mer calme, peu profonde, s'étendent à toute la région avec une très remarquable uniformité. Partout précipitent des boues à 80-95 % calcaires, auxquelles se mêlent des débris d'échinodermes et autres bioclastes. Partout les huîtres comme les gryphées et de nombreuses espèces de mollusques, prolifèrent en même temps que continuent à se déposer les restes des céphalopodes autochtones venus du large. Ainsi se construit la première plate-forme calcaire de l'ère secondaire, mince (10 à 15 m) mais d'extension régionale (l3-4). À son toit précipitent des phosphates et le fer réapparaît de manière diffuse et en pseudo-oolites.

• **Envasement plienschbachien et toarcien.** Mais dès le Lotharingien, quand débute la deuxième séquence, la sédimentation argilo-silteuse en eau carbonatée reprend. Elle alterne d'abord avec des dépôts plus carbonatés (calcaires argileux) et la faune benthique se raréfie considérablement alors que les nageurs sont toujours présents et que certains même, prolifèrent (bélemnites). Puis tout n'est plus que vasières au Plienschbachien et un certain comblement semble signé par un retour aux conditions hettangiennes ou lotharingiennes au Domérien supérieur : les vases alternent avec des dépôts très carbonatés, ferrugineux, à lumachelles de lamellibranches (l6C). La troisième séquence commence alors au Toarcien inférieur, faite également de vases carbonatées mais, dès le Toarcien moyen elle devient très discontinue, présente des caractères régressifs (apports détritiques un peu plus grossiers) et s'arrête au Toarcien supérieur vers 170 Ma comme dans toute la région : voir les observations à Painblanc, au commentaire l7-8.

• **Plate-forme calcaire puissante de la mer chaude du Dogger**

La plate-forme carbonatée bourguignonne du Dogger a attiré l'attention de nombreux auteurs qui fournissent une importante somme d'informations sur la sédimentation, la diagenèse, les séquences, discontinuités et systèmes sédimentaires, la géochimie et l'environnement (Durllet *et al.*, 1996 ; Floquet *et al.*, 1989 ; Laurin *et al.*, 1990 ; Morestin, 1986 ; Purser *et al.*, 1975 ; Rat *et al.*, 1970 ; Thierry *et al.*, 1997).

À la fin de l'Aalénien – ou, tout au moins – au début du Bajocien sur le territoire de la feuille, la sédimentation marine reprend, mais dans des conditions bien différentes : durant tout le Jurassique moyen, le principal créateur de roche sera la vie. La sédimentation terrigène n'est plus qu'accidentelle. Une plate-forme calcaire puissante s'édifie à partir de sédiments biodétritiques, de précipitations bio-chimiques et de constructions récifales dans une mer chaude, tour à tour calme et agitée, de profondeur variable mais toujours faible. Cette diversité résulterait d'un zonage dû aux édifices sédimentaires eux-mêmes (cordons, barrières, lagons...) et, probablement, à des mouvements tectoniques régionaux ou locaux : voir les indices de failles synsédimentaires déduits de la sédimentologie et de la cartographie du Bathonien de la feuille Saint-Seine-l'Abbaye, par exemple.

Quatre séquences composites sont classiquement distinguées, qui – toutes – sont limitées au toit par une surface durcie, véritable fond marin fossile, taraudé, incrusté de coquilles en position de vie et souvent rubéfié.

• **Séquence des prairies crinoïdiques et des récifs bajociens** (j1a). L'histoire commence par une prolifération des échinodermes et par un développement des prairies d'encrines et des peuplements d'échinides d'ampleur régionale. Les débris s'accumulent, forment souvent des talus progradants et constituent les calcaires à entroques à litage tantôt oblique, tantôt horizontal. À la fin du Bajocien inférieur (ex-Bajocien moyen) les madrépores coloniaux prennent momentanément et localement le relais, prolifèrent et édifient des biostromes, petites constructions récifales accompagnées de boues carbonatées (micrites), de sables organodétritiques (calcaires bioclastiques), de grosses coquilles, de mollusques et tests divers. Au Bajocien supérieur la sédimentation est de nouveau biodétritique mais plus hétérogène, grossière et diversifiée qu'au Bajocien inférieur. De la silice colloïdale se concentre dans les boues carbonatées pour donner les futures chailles. Les foraminifères encroûtants semblent apprécier le milieu bioclastique un peu boueux.

Pendant toute cette période bajocienne, le fond reste sous influence de la surface marine agitée et des courants qui fragmentent des restes organiques, les arrondissent (calcaires grenus et graveleux), parfois même les oolitisent et les accumulent en épais talus. À deux reprises la sédimentation s'arrête et

laisse se former deux surfaces durcies, d'extension régionale (au mur et au toit des Calcaires grumeleux supérieurs).

• **Séquence des vases et des cordons oolitiques et graveleux du Bajocien-Bathonien.** Un retour à des conditions proches de celles du premier cycle de sédimentation (Lias) est attesté par le dépôt qui recouvre le deuxième fond marin : de l'argile vient se mêler aux boues carbonatées en milieu plus profond et calme, sous influence pélagique (arrivée d'ammonites), pour former des marnes qui alternent avec des lumachelles à très petites huîtres (j1b) puis la sédimentation devient uniformément vaseuse (Hydraulique j1-2a) et très pauvre en macrofaune benthique. Mais l'apport détritique terrigène diminue et cesse au Bathonien inférieur, la boue carbonatée s'enrichit progressivement en bioclastes et donc en foraminifères encroûtants (base de j2ab). Remonté par ce comblement, le fond marin est à nouveau sous l'influence de l'agitation et de l'oxygénation de surface : c'est l'époque des grands cordons oolitiques de la Bourgogne (Oolite blanche j2b). Sur le territoire d'Épinac, au Bathonien inférieur et moyen, la production d'oolites alterne avec le façonnement de sables et graviers roulés organodétritiques (calcaires grenus et pisolitiques) et la production de mélanges boueux (calcaires compacts à matrice fine et petits bioclastes disséminés). Cette sédimentation se traduira par l'alternance et la récurrence des faciès, observée dans j2ab, j2b, j2ci.

• **Séquence des vases et des boues calcaires de lagon du Bathonien supérieur.** Puis la sédimentation s'arrête encore (surface durcie) et le cycle recommence avec apports d'argiles (marnes j2cP), boues à bioclastes et c'est alors seulement, au Bathonien supérieur, que le lagon « comblanchien », plus ancien et développé au Nord, s'étend au territoire d'Épinac où il laisse une boue calcaire bioturbée à concrétions algaïques, fragments de polypiers, débris de coquilles et fragments boueux durcis (Calcaire sommital j2c). La précipitation de carbonate de magnésium (dolomie j2cP de Montceau-et-Écharnant) l'alternance des séquences boueuses et granulaires, les formations oolitiques sous-jacentes et récurrentes, sont interprétées comme les indices d'un milieu marin intertidal à supratidal.

• **Séquences à sables bioclastiques calloviens.** Au-dessus du dernier fond marin bathonien (arrêt de sédimentation presque partout en Côte d'Or) le rythme lithoséquentiel s'accroît et fait alterner, du Bathonien supérieur au Callovien moyen, les mélanges calcaréo-argileux d'eaux calmes, les sables organo-détritiques le plus souvent roulés ou même oolitisés et arrêts de sédimentation (j2d-3). La première séquence (j2d) témoigne d'ailleurs d'une très remarquable uniformité des conditions du milieu : à Épinac comme dans toute la Montagne et au-delà, la formation qui surmonte les premiers dépôts en partie argileux a presque toujours une épaisseur de même ordre (5 à 7 m) et un faciès identique de sable bioclastique bien calibré et oolitisé déposé

tantôt en lits obliques de talus progradants, tantôt en lits horizontaux discordants. Le milieu marin revient donc sans cesse à un stade superficiel et agité.

ALTÉRATIONS DU SOCLE SOUS LA COUVERTURE MÉSOZOÏQUE

En dehors de quelques sites remarquables, comme celui de la Pierre-Percée près de Vézelay dans le département de l'Yonne (Adolphe et Desmaneges-Lorenz, 1974), rares sont les études concernant les phénomènes d'altération du socle varisque sous la couverture mésozoïque. Sur le territoire de la feuille Épinac, les levés géologiques ont permis de mettre en évidence des formations siliceuses et diverses autres altérations.

Formations siliceuses

Les zones à silicification diffuse, développées essentiellement au sein des différents types de granites, se situent toutes immédiatement sous la base de la couverture mésozoïque. Cette silicification est postérieure au dépôt des sédiments triasiques et pourrait être liasique.

En revanche pour les filons de quartz franchement sécants sur le socle anté-stéphanien la fourchette d'âge est probablement beaucoup plus étendue : les plus anciens pourraient être tardi-varisques, tandis que les plus jeunes pourraient être plus récents, liasiques d'après J.-C. Baubron *et al.* (1980).

Les quartz à fluorine comme celui du Maine sont généralement considérés comme d'âge liasique (Baubron *et al.*, 1980 ; Valette, 1983), liés à une distension NW-SE qui a favorisé l'ouverture des filons subméridiens.

Autres altérations

Comme nous l'avons déjà signalé ci-dessus, la nouvelle carrière en gradins du Pont-de-Colonne est un site exceptionnel pour observer le gradient d'altération sous la couverture mésozoïque et sa corrélation avec le réseau de fracturation.

Au sommet de la partie sud-est de la carrière, un lambeau de grès triasiques, entaillé sur 3 à 5 m d'épaisseur, est discordant, vers 375 m d'altitude, sur un corps de granitoïdes subvolcaniques. La carrière s'étend sur environ 400 m de long et 200 m de large et son niveau le plus bas se situe à une cinquantaine de mètres sous la discordance, de sorte que le corps de granitoïdes et son altération peuvent être explorés en trois dimensions dans un volume de taille exceptionnelle.

L'altération varie, qualitativement et quantitativement, en fonction de deux facteurs : l'intensité de la fracturation et la cote sous la discordance du Trias.

Pour mieux cerner l'influence du deuxième facteur nous avons effectué l'étude pétrographique et l'analyse géochimique de 6 échantillons, prélevés aux différents niveaux en des points où la fracturation est à chaque fois le plus faible possible. Les données de terrain sont les suivantes :

N° échantillon	Lithologie sommaire	Cote sous la discordance du Trias
EP 2B40	Altérite très rubéfiée, FK et calcite très abondants	- 0,5 m
EP 2B41	Microgranite rubéfié et fissuré	- 1,5 m
EP 2B42	Microgranite rubéfié	- 10 m
EP 2B43	Microgranite rubéfié, abondantes fissures à calcite	- 24 m
EP 2B44	Microgranite légèrement rubéfié	- 42 m
EP 2B32	Granite gris frais	- 48 m

En outre, de minces filons de barytine rose sont présents sporadiquement avant de disparaître dans la partie la plus basse de la carrière.

L'altérite EP 2B40 a une teinte brun-chocolat et réagit fortement à l'acide chlorhydrique par suite de l'abondance de calcite en plages interstitielles visibles macroscopiquement. L'étude en lame mince révèle la présence de reliques de microgranite à mésostase granophyrique et à phénocristaux de rare quartz et de plagioclase zoné entièrement altéré en feldspath potassique secondaire plus parfois calcite. Certains phénocristaux de plagioclase sont tronçonnés et recimentés par de la calcite. Des lamelles tordues sont constituées d'une ancienne biotite ferruginisée avec de fréquentes amandes de calcite écartant les feuillettes. De la calcite et des hydroxydes de fer cimentent le tout.

Il s'agit donc d'un granophyre porphyrique fortement altéré avec un important développement de feldspath potassique secondaire, calcite et hydroxydes de fer. Ce type d'altération apparaît uniquement au sein du premier mètre sous la discordance.

Les échantillons EP 2B41 à 44 correspondent à des microgranites qui ont parfaitement conservé leur texture granophyrique et porphyrique. L'étude en lames minces montre les variations suivantes :

– une chloritisation de la biotite avec exsudation de minéraux de fer et/ou titane, qui est totale à 1,5 m sous la discordance puis s'atténue rapidement vers le bas ;

– un développement d'adulaire aux dépens du plagioclase et en remplissage de fissures avec de la calcite synchrone ou plus tardive, qui s'atténue rapidement vers le bas tout en persistant jusqu'à 48 m sous la discordance au moins.

L'échantillon EP 2B32, prélevé au plancher de la carrière, représente un granite à biotite brun-rouge remarquablement fraîche dans l'ensemble. Le plagioclase n'est adularisé partiellement qu'aux épontes de quelques fissures à remplissage d'adulaire + calcite + parfois épidote n'apparaissant qu'à l'intersection avec certains cristaux de plagioclase.

Les analyses chimiques figurent dans le tableau 3 en annexe. L'échantillon 2B40 a un chimisme très fortement modifié par rapport à celui des microgranites sous-jacents, avec notamment de très fortes valeurs de la perte au feu (21,76 %) et des teneurs en CaO (21,82 %) et Ba (2 794 ppm), l'enrichissement considérable en CaO reflétant évidemment l'abondance de calcite.

En revanche à partir de 1,5 m sous la discordance (éch. 2B41 à 2B44) les variations vers le bas sont très faibles. On note cependant des variations irrégulières de la teneur en CaO, liées à la densité des fissures à remplissage de calcite, ainsi qu'une décroissance des teneurs en K₂O et Ba et une augmentation de U avec la profondeur.

L'échantillon 2B32 a un chimisme légèrement différent pouvant s'expliquer par le fait qu'il s'agit d'un granite et non plus d'un microgranite granophyrique.

En dehors du premier mètre sous la discordance, l'altération dépend donc surtout de l'intensité de la fracturation : en gros l'altération descend d'autant plus bas et est d'autant plus forte que la densité de fracturation est plus importante.

Les phénomènes de rubéfaction et les autres se retrouvent en de nombreux autres endroits, soit en place sur de petits affleurements, soit surtout en pierres volantes.

Par comparaison, les sondages carottés réalisés, en 1994-1996, par l'ANDRA (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs) sur le site de la Vienne ont montré que sous la couverture sédimentaire du seuil du Poitou, épaisse de quelque 150 m au niveau du site, le socle varisque présente systématiquement une zone de forte altération sur une hauteur de 15 à 30 mètres. Les études de laboratoire (Cheilletz *et al.*, 1997) ont révélé des phénomènes analogues à ceux qui sont décrits ci-dessus : rubéfaction à hydroxydes de fer, chloritisation des minéraux ferro-magnésiens, phyllitisation et/ou adularisation du plagioclase, remplissage de fissures par de l'adulaire ± hématite ou par des carbonates ± barytine. Une datation de l'adulaire par la méthode K-Ar

donne un âge de 126 ± 2 Ma, soit Valanginien (Crétacé inférieur). Cet âge est celui de l'ouverture du golfe de Gascogne et d'une phase de rifting dans le Bassin aquitain. Dans ce contexte, des fluides alcalins d'origine profonde ont pu développer l'adularisation dans les zones hautes comme le seuil du Poitou, suite au rôle d'écran imperméable joué par les marnes liasiques sus-jacentes.

Il serait donc intéressant de dater par la méthode K-Ar l'adularisation observée dans la nouvelle carrière du Pont-de-Colonne, afin de pouvoir en tirer des conclusions sur l'âge et le mode de genèse de cette altération, située en bordure orientale du socle du Morvan.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Bassin d'Autun-Épinac

L'évolution quaternaire du bassin s'est faite sous l'effet de modifications morpho-climatiques : surrection des bordures du bassin, rejeux d'accidents anciens, alternances de périodes les unes sèches, les autres à très fortes précipitations. Ces phénomènes ont permis la mise en place de dépôts détritiques meubles fluvio-lacustres puis fluviales, issus des altérites du socle anté-stéphanien et du remaniement des sédiments autuniens.

Pays d'Arnay et Montagne

L'histoire du milieu, inscrite avec une relative continuité dans les roches de la couverture sédimentaire, est interrompue sur le territoire de la feuille au Mésozoïque, à la fin du Callovien. Pour la poursuivre il faut observer les terrains plus récents entre Morvan et Bresse et sur le seuil de Bourgogne, mais l'érosion y a détruit toutes les formations datant de la fin de l'ère secondaire à la fin de l'ère tertiaire... et les restes du Quaternaire ancien sont rares, réduits, sporadiques... Pourtant certaines formes et formations superficielles du pays d'Arnay et de la Montagne portent des indices sur les conditions du milieu continental cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). Elles témoignent, en particulier, de l'intensité de l'érosion qui a démantelé la couverture mésozoïque et des climats qui ont régi cette érosion.

C'est le cas des limons de plateaux, avec ou sans chailles et silex, comme ceux de Veilly ou de Grandmont, qui rappellent la profonde altération des roches sous les climats chauds du Tertiaire (voir le commentaire de B). C'est aussi le cas des éboulis ordonnés cryoclastiques à marmottes de la vallée de l'Ouche (GP) ou des amas de blocs de grès quartziques en contrebas de tG au Grand Bessay qui résultent de l'efficacité de l'érosion lorsqu'il gelait « à pierre fendre » à l'époque des glaciations quaternaires (Ciry,

1922). Les systèmes de base de corniche des versants liasiens orientaux, les remplissages limono-caillouteux des vallons, sont la mémoire des écroulements, glissements en masse et coulées boueuses de ce climat périglaciaire et des effets catastrophiques des dégels. Quant à l'étude des alluvions de la vallée de l'Ouche (voir le commentaire de Fy-z), elle met en évidence l'ancienneté du tracé oro-hydrographique actuel et l'importance de l'érosion fluviale au Villafranchien.

Les formes, aussi, gardent la mémoire des événements cénozoïques. Citons à titre d'exemple les trois buttes qui au Nord-Ouest, au Nord-Est et au Sud-Est culminent à 550 m et sont les témoins de la « surface des 600 m », pénéplaine résultant de la forte érosion miocène et soulevée sur le Seuil de Bourgogne au Néogène (voir synthèse géodynamique).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

ÉVÉNEMENTS ANTE-VARISQUES

Ils sont mal connus actuellement. Les protolites des roches métamorphiques du Massif central constituent un ensemble de roches sédimentaires, volcaniques et plutoniques dont l'âge de mise en place pourrait s'échelonner du Protérozoïque supérieur – pour les dépôts sédimentaires les plus anciens – au Silurien.

OROGENÈSE VARISQUE (OU HERCYNIENNE)

Le socle anté-permien du Nord-Est du Massif central appartient à la zone axiale de la chaîne varisque. P. Ledru *et al.* (1989) proposent pour l'orogénèse varisque un modèle monocyclique divisé en trois périodes : éo-, médio- et néovarisques. Cependant, ce modèle monocyclique doit être reconsidéré en ce qui concerne la période médiovarisque, très complexe dans le cas du Morvan entre autres, comme le soulignent des auteurs tels que M. Faure *et al.* (1997) qui proposent le modèle d'évolution géodynamique illustré par la figure 19 (d'après C. Leloix, 1998). D'une façon générale, le schéma d'évolution géodynamique qui suit est tributaire des connaissances actuelles et n'est donné qu'à titre d'hypothèse.

La période éovarisque (Silurien : 435 à 410 Ma) correspond à l'enfouissement de croûtes océanique et continentale, se traduisant par un métamorphisme de haute pression (20 kb) et de moyenne température (750 °C), à l'origine de granulites et d'éclogites comme celles qui se trouvent au sein des gneiss de Montjeu (cf. Conditions de formation des entités géologiques) et qui sont figurées sur le schéma structural. Cet enfouissement s'est probablement fait par la subduction d'une zone océanique ligérienne (Autran et Cogné, 1980)

vers le Nord (fig. 19a). Cela est bien argumenté dans le Lyonnais (Gardien *et al.*, 1990), où des restes de la lithosphère océanique sont identifiés. En arrière de cette subduction s'ouvre l'océan rhéique dont un témoin correspond aux ophiolites du cap Lizard dans les Cornouailles (Angleterre).

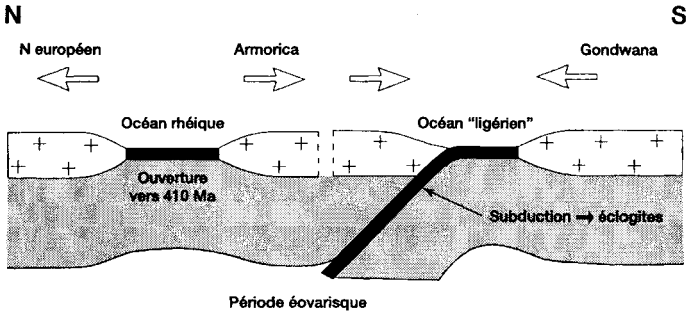
La période médiovarisque (Dévonien inférieur à Tournaisien : 410 à 350 Ma) est plus complexe. Il y a d'abord fermeture de l'océan ligérien et collision du continent Nord-Gondwana aminci avec des blocs continentaux situés au Sud de l'océan rhéique. Puis, au Dévonien moyen à supérieur (Givétien-Famennien ; 380 à 360 Ma), il y a (fig. 19b) :

- fermeture de l'océan rhéique par subduction vers le Sud sous la marge nord-gondwanienne, comme en témoigne dans le Morvan la présence d'un volcanisme calco-alcalin au sein de la série épicontinentale de la Somme, datée du Dévonien supérieur ; ce type de volcanisme va se poursuivre jusqu'au Viséen basal ;
- une distension intra- et arrière-arc qui se traduit, entre autres, par le rifting de la Brévenne où une série volcano-sédimentaire se met en place en milieu marin, au Dévonien terminal.

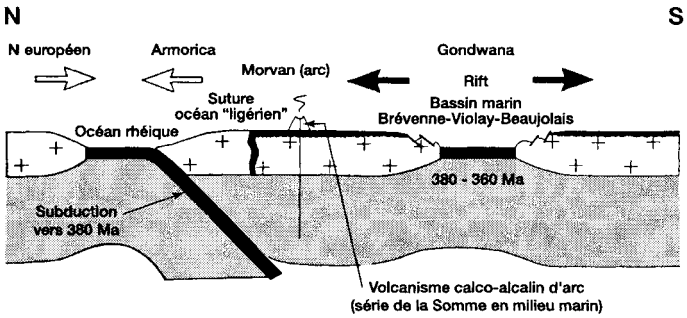
Dans le modèle de M. Faure *et al.* (1997) :

- Au Dévonien inférieur à moyen a lieu l'exhumation des roches métamorphiques de HP-MT éovarisques, avec une diminution de pression conduisant à la rétomophose des éclogites dans le faciès amphibolite et à une anatexie précoce. Cette première phase d'anatexie varisque est bien caractérisée et calée par radiochronologie dans le Lyonnais, où elle est datée à 384 ± 16 Ma (Duthou *et al.*, 1994), le Limousin et le Rouergue où les âges radiométriques sont analogues : 375 ± 6 Ma et 383 ± 5 Ma pour les migmatites développées aux dépens des orthogneiss du Thaurion (méthode Rb-Sr sur roches totales ; Duthou, 1977) et de Meuzac (U-Pb sur zircon ; Pin et Peucat, 1986) respectivement.
- Il ne semble pas y avoir de surépaississements crustaux importants associés à la suture ligérienne et aux collisions de blocs continentaux liés à cette suture du Dévonien inférieur. L'exhumation dès 380 Ma des zones anatectiques précoces et le retour de la sédimentation marine dès le Givétien (~ 380 Ma) dans le Morvan suggèrent un régime en extension au-dessus de la nouvelle subduction rhéique vers le Sud.
- Ce n'est qu'après la distension précédente, c'est-à-dire à la fin du Dévonien (360 Ma), que débute la compression varisque proprement dite (fig. 19c).

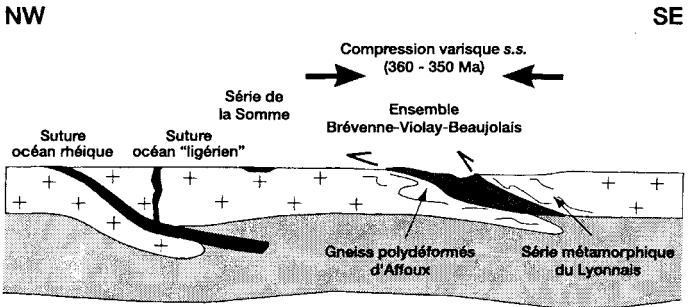
La période néovarisque (Viséen : 350 à 320 Ma et du Namurien à Autunien : 320 à 280 Ma) se subdivise, pour le Massif central pris dans son



a - Silurien à Dévonien inférieur



b - Dévonien moyen à supérieur



c - Tournaisien

Fig. 19 - Modèle d'évolution géodynamique du NE du Massif central, du Silurien au Tournaisien (d'après C. Leloix, 1998)

ensemble (Ledru *et al.*, 1989), en des stades 1 (350 à 320 Ma) et 2 (320 à 280 Ma) qui correspondent :

- le premier à un épaississement crustal dû à la réactivation de la collision avec des chevauchements et de grands décrochements crustaux (fig. 19c) ;
- le deuxième à un amincissement crustal et à une extension conduisant à l'effondrement de la chaîne.

C'est ainsi qu'au début du Viséen (350-340 Ma), dans la partie orientale du Massif central, de grands décrochements dextres s'accompagnent de la mise en place de granites syntectoniques comme celui du Grand-Chemin dans le Lyonnais, daté à 349 ± 3 Ma et 346 ± 3 Ma par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur biotites et muscovites (Costa *et al.*, 1989). C'est probablement à la même époque qu'ont lieu le décrochement dextre d'Autun (cf. schéma structural) et, si l'on se fie à la datation à 348 ± 6 Ma du granite de Grury (U/Pb sur zircon et uraninite, Supply, 1985), la mise en place des granites porphyroïdes à biotite qui constituent l'essentiel du massif de Luzy.

Ces décrochements contrôlent aussi l'activité volcanique qui tend à se localiser dans des gouttières ou fosses volcano-plutoniques où les accumulations subaériennes de laves et leurs cortèges subvolcaniques deviennent énormes (Delfour *et al.*, 1995). Au Viséen supérieur ce magmatisme évolue vers des termes ayant un chimisme intermédiaire entre les lignées peralumineuse et subalcaline et résultant de la fusion partielle de para- et orthogneiss alumineux.

À la fin du Viséen (~ 325 Ma), la phase de compression dite sudète plisse modérément, sans les schistosier, les formations volcano-sédimentaires déposées depuis le Dévonien moyen-supérieur, ce qui donne la structure synclinalorale du faisceau du Morvan (fig. 2).

Cette phase de compression est suivie d'une extension généralisée, commençant vers 322 Ma (Costa *et al.*, 1989), c'est-à-dire au début du Namurien. Dans le Nord du Morvan, le leucogranite de la Pierre-qui-Vire se met en place à cette époque si l'on se réfère à sa datation à 323 Ma par isochrone Rb/Sr (Duthou *et al.*, 1984). Par analogie, les leucogranites peralumineux de type Mesvres datent probablement aussi du Namurien, à moins qu'ils ne soient wetsphaliens. L'intrusion de ces leucogranites provoque un métamorphisme de contact dans les formations volcano-sédimentaires du Viséen supérieur.

Au Stéphanien, des décrochements réactivent les grandes failles ENE-WSW comme celle d'Autun. Ils contrôlent la formation (en *pull-apart* ?) de bassins comme celui d'Épinac, qui recueille au Stéphanien moyen les produits de l'érosion des reliefs environnants ou plus rarement de l'accumulation

de dépôts phytogènes de matière organique d'origine ligneuse ou de l'émission de poussières d'origine volcanique.

À la fin du Stéphanien une compression NW-SE à E-W plisse le bassin stéphanien d'Épinac en une gouttière d'axe N160°E (cf. schéma structural) à plongement de 20°S.

À l'Autunien une distension N-S, reconnue dans le bassin de l'Aumance à l'extrémité nord du Sillon Houiller (Paquette, 1980 ; Gros, 1981), est contrôlée par l'accident majeur d'Autun qui joue en faille normale (cf. schéma structural) à cette époque.

La structure en demi-graben qui se forme ainsi explique la dissymétrie structurale et lithologique du bassin permien, avec des couches à dominante de faciès fin et à faible pendage dirigé vers le Sud, partant de la bordure septentrionale du bassin, et des accumulations détritiques souvent très grossières et à fort pendage nord sur la bordure méridionale. Un système de failles N 30-40°E, se prolongeant dans le socle (failles de l'Arroux, du Buet, de Moly, des Buissons), conditionne probablement la création de panneaux ayant fonctionné de façon différentielle, ou en touches de piano, pendant la subsidence : les panneaux de Surmoulin, d'Igornay, de Moly.

Le remplissage du bassin se fait par saccades, avec des alternances de décharges grossières et d'accumulation de sédiments fins, jusqu'à son comblement et l'arrêt de la subsidence, difficile à dater : probablement anté-saxonienne car les dépôts saxoniens ne sont pas connus, alors qu'ils atteignent 1000 m d'épaisseur dans le bassin de Blanzky-Bert 20 km plus au Sud (fig. 2).

La phase compressive saaliene, qui marque la fin de l'orogénèse varisque, comprime le bassin et accentue les pendages des couches.

La période fini-varisque est en outre marquée, dans la majeure partie du Massif central, par la mise en place de filons de lamprophyres issus de magmas basiques à intermédiaires, d'affinité alcaline potassique plus ou moins nette. Les vestiges de coulées de shoshonites à affinité lamprophyrique qui jalonnent la bordure nord du bassin permien d'Autun pourraient être des témoins effusifs de ce magmatisme fini-orogénique.

ÉVÈNEMENTS MÉSOZOÏQUES

Pénéplation permo-triasique

Du Permien supérieur au Trias moyen la cordillère hercynienne est complètement érodée et la future Bourgogne est un pédiment ou glacis d'érosion probablement semblable aux immenses surfaces plates de la zone désertique africaine ou américaine. De ce monde de la fin de l'ère primaire et des premiers temps de l'ère secondaire, il ne nous reste plus aucun témoin perceptible en surface, si ce n'est la trace de cette « pédiplaine » ou surface d'érosion du socle anté-stéphanien, des couches autuniennes et stéphanien, sur laquelle on voit reposer en discordance les grès du Trias (en front de carrière par exemple).

Subsidence de la pénéplaine et transgression marine aniso-ladinienne et rhétienne

Au Trias moyen le continent est presque au niveau de la mer à Épinac. Sa planéité semble bien confirmée par la cartographie dans la zone centrale et méridionale de la feuille, comme elle l'a déjà été en quelques secteurs des feuilles voisines. Une lente subsidence (ou une lente élévation générale du niveau marin), un très léger basculement vers l'Est, laissent la « mer germanique » atteindre la Bourgogne orientale. Au Ladinien, ou, du moins, au Trias supérieur, le territoire de la feuille est inondé et prend un aspect lagunaire.

Un nouveau cycle sédimentaire commence il y a environ 235 Ma, qui compense l'approfondissement. La tranche d'eau reste très faible. La distension post-hercynienne généralisée doit être à l'origine de l'abaissement du socle, de la transgression marine et d'effondrements locaux. Des failles normales de direction NNE-SSW à ENE-WSW, éventuellement dues à des rejeux d'accidents du socle, expliqueraient pourquoi la puissance totale des couches triasiques double au niveau de la vallée de l'Arroux, entre Marcheseuil et Magnien, alors qu'elle reste à peu près constante jusqu'à Lacanche ; et pourquoi elle double presque de nouveau de Lacanche à Ivry-en-Montagne où se développent de gros amas d'évaporites. On note que ce secteur d'Ivry est sur le fameux linéament d'Aloxe-Corton-Decize. D'autre part, l'existence de reliefs de failles émergés à l'Ouest permettrait aussi de mieux comprendre l'origine des sédiments tG, relativement abondants, grossiers, peu évolués, mal triés. Elle permettrait surtout d'expliquer l'absence d'un équivalent latéral de ces grès à Marcheseuil où les premiers dépôts marins seraient beaucoup plus tardifs puisqu'ils rappellent bien davantage les Grès blonds rhétiens qui, à l'Est, sont nettement plus haut dans la couverture sédimentaire.

Finalement, au Rhétien – il y a plus de 200 Ma – l'ensemble du territoire d'Épinac est très légèrement sous le niveau de la mer mais Marcheseuil est

aux confins du domaine sédimentaire marin et du domaine continental. Un peu plus au Nord-Ouest, le socle reste émergé et un premier Seuil de Bourgogne est même esquissé sur l'axe Semurois-Chatillonnais. À l'inverse, côté Saône, la subsidence est telle que 200 m de sédiments marins s'accablent et leur puissance est de 400 à 700 m dans le Jura.

Transgression hettangienne et stabilité sinémurienne

Quelques millions d'années plus tard, la mer envahit toute la Bourgogne. Toutefois la stabilité est telle qu'une plate-forme carbonatée marine, épicontinentale, relativement mince (10 à 20 m), de même constitution, s'édifie sur toute la Côte-d'Or et jusqu'en Beaujolais (13-4).

Approfondissements et comblements domériens et toarciens

Mais de nouveaux abaissements de la plate-forme marine ou de nouvelles élévations du niveau de la mer se produisent, à chaque fois compensés par la sédimentation. Les phénomènes sont discontinus et se traduisent par des discontinuités bio-stratigraphiques.

À l'échelle régionale, on évoque une réactivation des fractures du socle au Lias et le développement de flexures ou de failles dans la couverture. Des remontées d'eau thermominérale par le réseau de fractures sont à l'origine des filons de fluorine du socle et de sa périphérie et des silicifications de part et d'autre de l'interface socle-couverture. Le territoire de la feuille ne présente pas d'indice certain d'accidents tectoniques propres au Lias, mais les restes de la couverture de cette époque sont réduits et difficilement observables. La légère augmentation d'épaisseur des couches 15-6 et 17-8 de Marcheseuil à Bligny-sur-Ouche est en harmonie avec le gradient de sédimentation régional (augmentation vers l'Est). La disparition ou la brusque réduction d'épaisseur des marnes 17-8 et le basculement des calcaires 16C en bordure du plateau de Vic-de-Prés à Santosse, font penser aux accidents liasiques que l'on trouverait plus au Sud (feuille Le Creusot). Mais cette structure s'explique aussi bien dans le contexte tectonique tertiaire (voir plus loin et fig. 20, hors texte).

Quoiqu'il en soit, l'événement majeur correspond à un arrêt de sédimentation qui se produit au début du Toarcien supérieur, il y a un peu plus de 175 Ma, et qui durera jusqu'au Bajocien inférieur.

Stabilité d'ensemble et petits mouvements locaux de la plate-forme épicontinentale de Côte d'Or au Jurassique moyen

Au niveau du Dogger, le reste de la couverture sédimentaire qui enregistre les événements tectoniques est encore plus réduit sur le territoire de la feuille Épinac. On doit s'en référer à l'ensemble des observations faites sur les plateaux bourguignons (Montagne, Arrière-Côte, etc.) et à l'analyse

lithoséquentielle (voir les auteurs cités au chapitre précédent à propos de la plate-forme carbonatée du Dogger, ainsi que les travaux de T. Jacquin *et al.*, 1992, 1995 et de D. Marchand *et al.*, 1997).

Épinac s'inscrit dans une zone de plate-forme marine épicontinentale, stable dans l'ensemble, en marge des phénomènes tectoniques qui, au Sud-Est de la Bourgogne, induisent des changements de faciès importants et de fortes accumulations de sédiments. Une subsidence périodique ou les oscillations du niveau marin se poursuivent, ce qui permet une édification rythmique de la plate-forme calcaire, la tranche d'eau restant faible. Mais au sein même du domaine carbonaté, une certaine mosaïque sédimentaire semble traduire une indéniable mosaïque tectonique. Des failles synsédimentaires expliqueraient certaines variations de faciès latérales dans le Bathonien inférieur du Seuil de Bourgogne. Sur le territoire même de la feuille Épinac, l'augmentation de puissance sensible de l'ensemble bajocien j1a et sa structure sédimentaire en grands talus progradants, spectaculaire dans le cirque du Bout-du-Monde de Vauchignon, seraient la manifestation du contrôle tectonique exercé sur la sédimentation.

Oscillations et régressions marines du Jurassique supérieur et du Crétacé

L'évolution du terrain d'Épinac depuis le Callovien supérieur, c'est-à-dire depuis 155 Ma environ, n'est connue que par les observations faites ailleurs dans la région. D'abord, les approfondissements périodiques se poursuivent, de même que les comblements sédimentaires compensateurs, parfois avec tendance à l'émersion. Les récifs réapparaissent à l'Oxfordien. Puis, à la fin du Jurassique supérieur la plate-forme carbonatée est exondée. C'est la régression purbeckienne.

Il y a 135 Ma, la couverture mésozoïque est soumise à l'érosion continentale, mais au Crétacé inférieur, probablement vers la fin du Valanginien, un golfe s'avance du Jura sur la Bourgogne en direction du Nord-Est, qui n'est plus qu'un bras de mer à l'Aptien. Un bombement se produit alors sur le Seuil de Bourgogne qui tend donc, depuis le début du Jurassique, à s'individualiser, même s'il est recouvert par la mer depuis l'Hettangien jusqu'au Tithonien (Portlandien) ou – du moins – au Kimméridgien. Les déformations dues à la compression aptienne chassent la mer ; l'érosion attaque la couverture crétacée et les couches sommitales du Jurassique. Puis la compression se relâche et la Mer de la craie envahit la Bourgogne au Crétacé. C'est le troisième et dernier grand cycle de subsidence et de transgression marine de l'ère secondaire, dont la fin est marquée, il y a environ 70 Ma, par une régression généralisée et définitive.

ÉVÉNEMENTS CÉNOZOÏQUES

Tectonique alpine et érosion bourguignonne ; cartographie et reconstitution géodynamiques

Les plus anciens sédiments en place après ceux du Callovien de la région de Bligny-sur-Ouche (j2d-3) n'ont pas 2 Ma. Soit 150 Ma sans témoin, ou au moins 70 Ma si l'on s'en réfère aux témoins crétacés voisins. La cause de cette lacune revient à la tectonique alpine qui soumet la Bourgogne, dès la fin du Crétacé et jusqu'à la période actuelle, à une succession de phases compressives et distensives particulièrement intenses ; ce qui se traduit par une succession de déformations importantes, une fracturation complexe, des soulèvements et une érosion profonde. Le Seuil de Bourgogne s'accuse, le Morvan se soulève, la Bresse s'effondre en fossé tectonique. Des sédiments s'accumulent dans les lacs du fossé bressan et du Bassin de Paris et enregistrent les événements tectoniques comme l'a fait, sur le territoire de la feuille Épinac, la sédimentation au Trias et au Jurassique. En revanche, l'érosion débarrasse le Seuil de Bourgogne de sa couverture crayeuse et des dépôts du Crétacé inférieur. Elle tronque la série jurassique au niveau du Kimméridgien ou de l'Oxfordien. Elle commence même à démanteler l'édifice mésozoïque de la bordure bressane, jusqu'à mettre à nu et raviner le socle à Épinac, en Auxois, vers Sombernon... Quant au socle morvandiau il est décapé et attaqué à son tour.

C'est grâce à ce démantèlement que la cartographie va révéler la structure héritée des événements tectoniques alpins. En effet, chacune des couches lithologiquement diversifiées de la série triasique et jurassique de la feuille Épinac affleure et induit une forme – par érosion différentielle – et un milieu spécifiques. Cette différenciation facilite la cartographie des niveaux repères, souligne les déformations (pendages) et permet de mieux déceler la présence d'accidents tectoniques (failles, crochons) par les discontinuités et les contrastes qu'ils produisent. Or, la cartographie structurale, qui est schématisée sur la figure 20 (hors texte), met en évidence un système de déformations et de fracturation complexe qui semble dû à une tectonique polyphasée. Tout se présente comme si les gradins de failles normales du système horst morvandiau–fossé bressan se surimposaient à des déformations plus anciennes et étaient eux-mêmes déformés.

La tectonique cénozoïque a laissé une empreinte caractéristique au niveau de la croûte profonde : une voûture anticlinale du manteau de grande longueur d'onde, orientée le long des grandes failles carbonifères de Bert–Le Creusot–La serre (N75°E ; fig. 2) et du fossé Nord-Sud oligo-miocène de la Bresse, se traduit par un amincissement crustal atteignant 3 km (Hirn *et al.*, 1980). Cette structure majeure paraît fonctionner comme une zone de transfert de déformations entre les fossés de Limagne et de Bresse, au Sud,

et celui du Rhin, au Nord-Est. Le linéament Decize-Aloxe, évoqué plus haut, lui est superposé.

Évolution des contraintes tectoniques au Tertiaire et au Quaternaire

À l'échelle régionale, la synthèse géodynamique se fonde principalement sur les travaux de F. Bergerat (1985), Bergerat *et al.* (1990), de C. Bois (1993), J.-P. Gélard (1978), O. Merle *et al.* (1998), P. Rat (1978) et C. Truffert *et al.* (1990).

Le schéma retenu pour le secteur de la feuille Épinac s'appuie notamment sur l'analyse cinématique des fractures observées sur affleurement dans la Montagne de Côte-d'Or (D. Bonijoly, notice de la feuille Saint-Seine-l'Abbaye, et J.-P. Gélard, notice de la feuille de Chagny). Le socle et la couverture sédimentaire seraient soumis durant tout le Tertiaire et le Quaternaire à une alternance de compressions et de distensions d'axe variable qui résulteraient :

- d'une part, de la rotation de l'axe de la contrainte horizontale principale qui s'exerce sur « l'Avant-pays alpin » occidental ;
- d'autre part, d'une réorientation locale de cette contrainte par l'effet de la fracturation préexistante et notamment des grands accidents du socle hercynien qui rejouent.

On distingue ainsi dans la région Morvan-Bresse et Seuil de Bourgogne :

- une compression éocène-oligocène d'axe subméridien attribuée à la phase pyrénéenne (- 70 à - 38 Ma) ;
- une distension NW-SE qui provoque l'effondrement bressan à la fin de l'Oligocène (vers - 27 Ma) ,
- une compression WNW-ESE miocène, dite alpine, contemporaine du plissement du Jura et qui soulève le Seuil de Bourgogne et le Morvan (vers - 15 Ma) ;
- une distension qui réactive la subsidence et le comblement du fossé bressan et qui maintient corrélativement le mouvement relatif positif du Morvan et du Seuil de Bourgogne (- 5 à - 2 Ma).

Pour mieux comprendre la structure du pays d'Arnay on remarquera qu'il est situé juste au Nord de grands accidents NE-SW à ENE-WSW déjà inscrits dans le socle hercynien et qui vont mobiliser les forces de cisaillement, rejouer en décrochement, en failles inverses ou en failles normales, selon l'orientation de la contrainte principale. C'est le cas du linéament d'Aloxe-Corton-Decize, orienté N 75, qui passe par Autun et le Sud-Est de la feuille. C'est le cas des failles du bassin de Blanzay, plus au Sud. Ce doit être encore le cas d'accidents du socle sous la couverture du Seuil de Bourgogne, laquelle, à hauteur de

Dijon, présente des champs de failles complexes à fort rejet vertical et composante N 60 à N 80. À plus vaste échelle on observe que le territoire d'Épinac se trouve dans un champ de failles tertiaires de même orientation qui fait apparaître cette région de Bourgogne, la Haute Saône, le Sud des Vosges et le Nord du Jura, comme une zone transformante entre les fossés rhénan et bressan (Bergerat, 1985 ; Bergerat *et al.*, 1990).

Ainsi le champ de failles subverticales de la feuille Épinac paraît compris dans un grand système de cisaillement avec décrochements NE-SW à ENE-WSW, failles conjuguées et fractures de traction.

Déformation et compartimentage du territoire d'Épinac en petits horsts et grabens subméridiens à l'Éocène

Entre les accidents F¹ et F² (fig. 3) sur l'axe Marcheseuil–Bligny-sur-Ouche, le terrain n'est pas structuré en gradins de failles descendant vers l'Est, direction du fossé tectonique bressan, mais alternativement abaissés et soulevés. Les failles subméridiennes délimitent des compartiments en lanières dans lesquels le socle est exhaussé ou abaissé aux mêmes cotes (fig. 20, hors texte). Il s'agit des horsts de Buan–Grand Bessay et de Longecourt–Saint-Pierre-en-Vaux (socle entre 400 et 420 m) et des grabens horizontaux ou monoclinaux de Suze, Thoreille-Maligny et Veilly (370-340 m).

Les pendages ne sont pas non plus uniformément tournés vers la Bresse ou le Morvan. Ils dessinent des demi-cuvettes (Suze, Maligny, Veilly) et un demi-dôme à Molinot–Aubigny-la-Ronce où le socle est remonté aussi haut qu'à l'Ouest de Marcheseuil (430 m et plus).

Cette structure résulterait au moins en partie de la compression éocène d'axe subméridien qui, entre les zones de cisaillement à décrochements NE-SW, tend à fracturer le terrain suivant des failles conjuguées NNE-SSW et NNW-SSE et de fentes de tension N-S. Mais le socle, déjà fracturé, et les grands accidents hercyniens jouent en décrochement senestre. Le territoire d'Épinac serait alors lacéré par des failles de traction subméridiennes à NNE-SSW qui évoluent en failles normales. La tendance à l'ouverture due aux décrochements se traduit par des effondrements en lanières (grabens). La multiplication de ces structures peut même entraîner une réorientation des contraintes et donc une fracturation et des effondrements plus près de l'axe N-S (observations D. Bonijoly, feuille de Saint-Seine-l'Abbaye).

Toutes ces directions et ce jeu d'effondrements apparaissent sur la carte structurale d'Épinac (fig. 20, hors texte). L'interprétation des pendages est plus incertaine, mais si l'on passe à l'échelle du plateau de Côte-d'Or, on observe des mouvements à grand rayon de courbure et en particulier des élévations et des abaissements d'axe Est-Ouest qui pourraient dater de cette phase

tectonique. Sur la feuille, un certain plongement d'ensemble vers le Nord est esquissé.

Effondrement du compartiment de la Montagne (et du pays d'Arnay ?) à l'Oligocène

C'est dès la fin de l'Éocène que commence à fonctionner le fossé d'effondrement en extension de la Bresse. Récemment étudié dans sa structure profonde par le profil sismique « Ecors Jura-Bresse » entre Bourg et Tournus, il apparaît comme un demi-graben dissymétrique. L'effondrement est maximal à l'Est, au-dessus d'une faille listrique majeure N-S, formant la bordure orientale du fossé, actuellement cachée sous le front du Jura (Bergerat *et al.*, 1990 ; Truffert *et al.*, 1990). Le pendage général de l'Oligocène vers l'Est, sous toute la Bresse, et l'existence d'un Trias évaporitique à l'Est des failles bordières occidentales du fossé, permettent d'interpréter celles-ci comme des failles listriques enracinées dans un décollement basal du Mésozoïque au niveau de ces évaporites triasiques.

L'accident qui borde la Montagne à l'Ouest (F^2 ; fig. 3) a la même direction que les failles attribuées au champ éocène. Mais son rejet vertical de 100 à 275 m est sans rapport avec celui des failles normales « éocènes » qui s'enracinent d'ailleurs dans le socle. Il s'apparente au contraire au rejet des failles F^3 et F^4 probablement listriques, qui séparent Montagne et Arrière-Côte et bordent le fossé bressan. L'accident F^2 de Bligny-Santosse s'intègre donc bien dans le nouveau champ de l'extension à l'Oligocène. Les pendages vers l'Ouest de la partie orientale du bloc D 2 (fig. 3) sont révélateurs du basculement local de ce bloc vers l'Ouest lors du jeu de la faille listrique F^2 à regard Est. Quant aux lanières à fort pendage est qui accompagnent les failles de Culètre ou du faisceau de Bligny-Santosse, elles seraient le résultat d'un drappage du Mésozoïque sur le plan de faille.

La préservation de la série jurassique à crétacé sous le Tertiaire du fossé de Bresse, observée par forages (Debrand-Passard *et al.*, 1984) suggère que la distension oligocène a été purement passive et n'impliquerait pas encore de bombement de la lithosphère et d'érosion associée. Ce n'est qu'à partir du Miocène et jusqu'au Pliocène qu'une remontée de la limite asthénosphère-lithosphère se réalisera sous le Massif central, jusqu'à moins de 55 km de profondeur (Merle *et al.*, 1998), par érosion thermo-mécanique. Elle entraîne à la fois le volcanisme et la surrection d'un large bombement dont le Morvan et la Bourgogne peuvent apparaître comme la bordure nord-est.

Soulèvement du Seuil de Bourgogne et du Morvan, bascullements et fracturation à rejets contraires et pénéplanation miocènes

Le relais de failles F^1 qui limite le socle soulevé morvandiau à l'Est s'insère mal dans le schéma de compression miocène WNW-ESE. Il a plutôt l'image de la tectonique éocène et oligocène. Les segments subméridiens ou NNW-SSE peuvent rejouer en décrochement senestre mais si le socle est soulevé, ce doit être surtout par un bombement d'ensemble qui préfigure plus au Nord le Seuil de Bourgogne.

En revanche, la compression miocène expliquerait en partie l'anomalie des pendages et la fréquence des failles contraires. Dans le modèle compressif éocène, les couches peuvent très bien rester subhorizontales dans les petits grabens et entre ces compartiments. Dans le modèle distensif oligocène, mis à part des crochons étroits, les gradins de failles qui flanquent les fossés tectoniques devraient être inclinés vers l'extérieur du fossé ou, du moins, rester subhorizontaux, et les plans de failles devraient être inclinés du côté de l'effondrement. Or, sur Épinac comme sur tout le Seuil de Bourgogne, les pendages sont variables et bien souvent dirigés vers le fossé bressan et la plupart des failles sont subverticales. De plus, lorsqu'on va de Marcheseuil à Bligny-sur-Ouche et plus généralement du Morvan à la Bresse, on traverse un grand nombre de failles secondaires subméridiennes à ENE-WSW qui remontent les couches que les pendages tendent à faire disparaître en profondeur vers l'Est. C'est le cas, par exemple, de part et d'autre et au sein même du champ de fractures de Bligny-Santosse.

Une telle structure est plus compréhensible si elle résulte en partie de la compression miocène WNW-ESE. Des rejeux en décrochement senestre de failles subméridiennes et dextres de failles ENE-WSW (mouvements normalement conjugués dans un tel système) ont été mis en évidence vers Dijon. Dans ces conditions, la structure complexe de Bligny-sur-Ouche, avec ses petits grabens étroits où le socle est abaissé à moins de 200 m, ses compartiments soulevés plus à l'Est, ses monoclinaux à l'Ouest résulteraient d'un serrage des gradins éocènes et des champs de failles normales oligocènes. Les petits compartiments en lanière à fort plongement seraient des rebroussements... Mais la présence de failles inverses reste à prouver. Les indices de mouvements relevés sur affleurement sont insuffisants pour généraliser les conclusions. Rappelons aussi les effets de pendage sur les failles listriques de la bordure occidentale de la Bresse, hypothèse excluant le basculement des blocs à l'Oligocène.

Toujours est-il qu'au Miocène le relief est accentué, l'érosion fortement réactivée et la région pénéplanée. Les trois collines de Bard, au Nord-Ouest, de Nuas au Nord-Est et du mont Panterre au Sud-Est, culminent à peu près

à la même cote 550 m et la surface d'érosion tronque à leur sommet des calcaires bajociens j1a à Marcheseuil, des calcaires bathoniens j1-2a à Nuas et des calcaires du Bathonien supérieur j2c au mont Panterre. Ce sont des buttes-témoins issus du démantèlement de cette pénéplaine. Tous les points culminants du Seuil de Bourgogne et de la Montagne sont compris entre 550 et 630 mètres. Il s'agit de l'attitude actuelle de cette vieille surface d'érosion et non de celle de la pénéplaine miocène.

**Érosion de la pénéplaine des 600 m,
emboîtement de la surface d'érosion des 400 m,
ouverture du réseau de fractures NW-SE à NNE-SSW au
Pliocène et au Quaternaire**

Selon l'étude cinématique des fractures du plateau de Côte-d'Or et le contexte régional, le régime compressif persiste jusqu'à l'époque actuelle, mais la contrainte horizontale majeure tourne et redevient subméridienne, comme à l'Éocène. Tour à tour, les fractures préexistantes NW-SE, N-S et NNE-SSW sont dans l'axe de la contrainte et tendent à s'ouvrir. Cette conclusion est intéressante pour l'hydrogéologie. Le karst actif récent du plateau de la Montagne se développe en effet principalement dans ce réseau de fractures et emprunte beaucoup plus rarement les autres directions ou celles du pendage des bancs calcaires, sauf en cas d'écoulement forcé dû à la disposition des écrans argileux. Ainsi, par exemple, cette fracturation doit être l'un des deux facteurs favorables au jaillissement et au débit des sources de l'Ouche (à Lusigny et à l'Est sur la feuille Beaune). L'autre facteur est la structure du plateau calcaire d'Ivry. Réservoir karstique perché au-dessus des marnes liasiques au Sud (feuille Le Creusot) et à l'Est (Beaune), il est déformé en gouttière synclinale dont le fond est globalement incliné vers le Nord. À la périphérie, les sources sont rares, le débit de la Cosanne est modeste. L'essentiel des eaux d'infiltration s'écoule vers le Nord, mais est efficacement drainé dans l'axe du champ de failles de Lusigny. La vallée de l'Ouche elle-même s'ouvre dans ce champ de failles.

Un autre effet de la compression plio-quaternaire est le maintien du mouvement positif à l'Ouest du système bressan. Dans la zone de l'actuel Seuil de Bourgogne, la pénéplaine miocène finira par se trouver à environ 600 m d'altitude, mais elle est déformée et surtout profondément attaquée par l'érosion au Pliocène. Il n'en restera au Quaternaire que les plus hauts plateaux de la Montagne et du Seuil et des buttes témoins comme celles présentes sur cette feuille.

L'érosion semble s'être arrêtée un moment à une altitude intermédiaire entre celle des buttes témoins et celle des fonds de vallées actuelles. La « surface des 400 m » est-elle représentée sur la feuille Épinac ? Toujours est-il que, quels que soient les terrains triasiques ou liasiques affleurants, les reliefs situés entre

le Morvan, les hautes buttes témoins et le plateau oriental culminent presque tous entre 400 et 450 m, y compris sur le bassin d'Autun.

Évolution du bassin d'Autun au Tertiaire

Durant toute cette période de crise alpine, le bassin sédimentaire d'Autun-Épinac subit lui aussi les effets de compression et distension successives. Il doit être surtout sous l'influence des rejeux du grand accident hercynien ENE-WSW d'Autun-Morlet (cf. schéma structural) à la faveur duquel il s'est constitué au Stéphanien, puis à l'Autunien. On attribue à la tectonique tertiaire une accentuation de la dissymétrie structurale du bassin, du plongement des couches vers le Sud et du redressement sur sa bordure méridionale. De plus, l'ensemble est traversé par les champs de failles cartographiés plus au Nord. Ils découpent le bassin en monoclinaux décalés et font apparaître des panneaux reliques sur les bordures.

Le bassin sédimentaire en tant que tel est-il le siège de mouvements d'ensemble propres, importants, d'effondrement par exemple, au sein du territoire de la feuille Épinac et du système tectonique qui affecte le pays d'Arnay et la Montagne ? La carte structurale est interrompue au Sud par manque d'observation et d'analyse fine de la structure, masquée par les formations superficielles. La seule cartographie – très restreinte – des lambeaux mésozoïques à Cury et vers le Grand-Moloy ne tend pas à confirmer cette hypothèse : la cote de base de la couverture triasique reste voisine de celles du Nord de la Drée et le champ de failles est de même type. La forte dénivelée constatée sur la feuille du Creusot entre ces lambeaux et la couverture triasique du plateau d'Antully qui les donne au Sud de plus de 100 m est apparemment d'avantage dû à un effondrement de l'ensemble du territoire nord qu'à un comportement structural spécifique du bassin sédimentaire stéphano-autunien. Cet effondrement serait lié à une structure faillée sur l'axe ENE-WSW du vieil accident hercynien d'Autun.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL ET SYNTHÈSE PAYSAGÈRE

Partagé entre Morvan, Auxois, Montagne et bassin d'Autun, constitué par les trois entités géologiques que sont le socle volcano-sédimentaire et granitique anté-stéphanien, le bassin continental détritico-permo-stéphanien d'Autun-Épinac et la couverture marine mésozoïque, le territoire d'Épinac se singularise par ses changements paysagers. La diversité des roches de son sous-sol, de leur comportement, de leurs formations superficielles, de leur rapport avec l'eau, a pour corollaire une occupation de sol diversifiée à deux échelles :

- une occupation spécifique dans chacune des quatre zones : Morvan, bassin d'Autun, pays d'Arnay et Montagne de Bligny-sur-Ouche ou d'Ivry ;
- une occupation en mosaïque dans le pays d'Arnay.

Secteur de Voudenay-Barnay : entrée en Morvan

À l'Ouest, les reliefs prononcés mais arrondis du socle volcano-sédimentaire et granitique hercynien sont couverts d'arènes et d'argiles caillouteuses à sols généralement bruns acides, mais de profondeur et de texture très variables. Le caractère d'hydromorphie est assez fréquent en profondeur. C'est le terrain de la forêt, qui se partage entre bois de feuillus et plantations de résineux. La chênaie acidophile à fougère aigle des sommets passe vers le bas des pentes, à une chênaie mésotrophe. Le hêtre est rare ou absent comme ailleurs sur l'Est du Morvan. Entre les bois, le damier des prairies et des champs rappelle le temps de la polyculture morvandelle. Les villages s'échelonnent dans le fond des vallées drainées par des rivières permanentes aux eaux de bonne qualité.

Secteur d'Ivry et de la vallée de l'Ouche : bordure occidentale de la Montagne

Au Sud-Est, le paysage est complètement différent : le haut relief (Ivry en « Montagne ») est un grand plateau calcaire, régulier, aride et dépeuplé, à sols très superficiels, caillouteux, secs, de type sols bruns, bruns calcaires, bruns calciques, rendzines. À la lande à moutons, les engrais ont substitué la grande culture... La forêt y est encore vaste, mais elle est généralement chétive. C'est une chênaie-charmaie calcicole à arbrisseaux neutrophiles variés.

Au Nord-Est, le décor change brusquement. La route de Montceau-et-Écharmant à Bligny plonge dans la vallée de l'Ouche, autre site type de la Montagne, entaille creusée profondément par l'érosion dans le plateau calcaire et les argiles liasiques sous-jacentes. Le haut du versant est abrupt ou même en falaises et domine une pente sèche encombrée d'éboulis. Plus bas, la pente est moins forte, humide, verdoyante, couverte de champs et prairies temporaires. Le fond est un ruban herbager. Les sources jaillissent et la rivière est à bon débit. Les feuillus couvrent toute la zone escarpée. La chênaie-charmaie calcicole passe à la chênaie pubescente sur le versant de Lusigny exposé à l'ESE, plus sec. En contrebas, les gros éboulis sont couverts eux aussi de peuplements calcicoles qui, localement, descendent jusqu'au fond et constituent une chênaie pédonculée-frênaie à aconit. À mi hauteur de l'abrupt qui domine Bligny à l'Est, le léger replat des marnes j1b est jalonné par des petites clairières à moliniaies, Carex dans les zones humides, genévriers et pinèdes.

À l'extrémité sud du haut plateau d'Ivry, la reculée du Bout-du-Monde de Vauchignon est encore du type de ces vallées spectaculairement enca-

nionnées dans le plateau calcaire jurassique de la Montagne, comme à Clovillon, Bouilland ou Antheuil au Nord-Est (feuilles Beaune et Gevrey-Chambertin) ; mêmes falaises, mêmes éboulis, même forêt beaucoup plus haute et drue que sur le plateau, même fond argileux frais et verdoyant. Le Bout-du-Monde rappelle aussi par sa flore les reculées de l'Auxois, comme à Saffres (feuille Semur-en-Auxois).

Pays d'Arnay : à la croisée de l'Auxois, de la Montagne et du Morvan

De la vallée de l'Arroux au bassin d'Autun et à Culètre, Lacanche et Aubigny-la-Ronce, le paysage évolue d'Ouest en Est et de haut en bas suivant des limites qui sont à la fois stratiformes et très contournées. Tantôt les reliefs sont coiffés par le plateau calcaire sinémurien l3-4 et ses limons B et le sol est profond, limono-argileux, ferro-manganique, lessivé, hydromorphe. C'est le terrain de prédilection de la culture céréalière, améliorée par le drainage agricole. Tantôt les collines sont arrondies et le sous-sol est argilo-gréseux, marneux et calcaire (t-l1 et A) ; le sol est argileux et limonosableux, moyennement profond, de type brun, calcaire ou non ; la forêt les couvre en partie mais l'espace est surtout mobilisé par l'extension de la grande culture. Tantôt encore le relief est en plateau mais le sous-sol est gréseux (tG) et c'est la forêt qui occupe le terrain. Des milieux calcaires aux milieux acides le feuillu passe donc de la chênaie sessiflore – charmaie à arbrisseaux neutrophiles à la chênaie sessiflore et pédonculée mésotrophe et à la chênaie sessiflore à fougère aigle. Dans les vallons, on constate l'apparition progressive des affleurements du socle d'Est en Ouest, avec ses arènes, ses colluvions argilo-sableuses, ses alluvions sablo-argileuses, ses sols bruns acides et hydromorphes. Les herbages s'étendent. La forêt se fait plus rare à l'amont des grès et du socle mais elle s'enrichit, par exemple, de chênaies eutrophes sur les versants et d'aulnaies sur les fonds hydromorphes. À l'aval, elle se développe au contraire et la facture est morvandelle, mais le hêtre y est également rare. Au Nord, la forêt de Buan est une mosaïque de transition entre le Morvan et le Pays d'Arnay.

Le voyageur averti qui va de l'autoroute A 6 (Pouilly-en-Auxois) ou de Dijon à Autun ne manquera pas son entrée géobotanique en Morvan dans le tournant de la nationale 81, en descendant de Fontaine sur Voudenay-le-Château : la grande culture, la végétation calcicole et la morphologie stratiforme à plateaux limoneux cèdent brusquement la place au massif forestier tapissé de fougères, bruyère, genêt à balais, digitales, sur fond d'argile sableuse brune ou d'arène granitique colorée.

L'habitat, enfin, singularise le pays d'Arnay par rapport au Morvan et à la Montagne : il est très dispersé et reste sur les hauteurs. Il est même déterminé par la lithologie stratiforme : l'homme a construit sur les terrains durs,

stables, producteurs de matériaux, plats si possible, mais hors des zones humides. Il a fait preuve d'une grande prédilection pour les plateaux calcaires l3-4. C'est le cas des sites de Marcheseuil et Manlay, Magnien, Fontaine et Saint-Prix-les-Arnay, Maligny, Thoreille, Longecourt et Culètre, Aubigny-le-Château et Aubigny-la-Ville... Les grès tG lui ont convenu : Arnay-le-Duc, Mercey, Lacanche... Il a même jalonné le contact socle-couverture de la zone méridionale par une multitude de hameaux et petits villages, suivant probablement la ligne de sources et de roches dures affleurantes, au-dessus des fonds argileux et marécageux (Vievy, Vernusse, Champignolles, Jours-en-Vaux, Coëffant, Vernicourt, Rouvray...).

Du pays d'Arnay à Bligny-sur-Ouche : encore l'Auxois

Dans la présentation générale de la feuille, la zone de Painblanc, Veilly, Saussey et Vic-des-Prés a été incluse dans un pays d'Arnay au sens large. En réalité ce secteur oriental est le prolongement sud de deux entités paysagères beaucoup plus largement développées au Nord : la Terre Plaine et le Haut Auxois. Dans la zone basse et remarquablement plane de Veilly-Saussey, les conditions sont celles de la Terre Plaine, grand plateau calcaire sinémurien à limons brun-rouge qui s'étend sur presque toute la largeur de la feuille, immédiatement au-delà de sa limite nord (feuille Pouilly-en-Auxois). Son sol est celui qui a été décrit plus haut pour les petits plateaux calcaires du pays d'Arnay : profond, ferro-manganique et phosphaté en profondeur et à la périphérie où la surface d'érosion biseaute cette formation pédologique ancienne et évoluée. Les qualités agronomiques certaines, la topographie et l'assainissement par drainage vouent le terrain à la culture céréalière, qui y alterne avec la prairie temporaire. Sur les mamelons et les buttes argileuses l5-6 qui s'élèvent sur ce plateau, le sol argilo-limoneux est plus variable, brun calcaire, brun calcique, lessivé, souvent hydromorphe. On passe aux herbages et la forêt chênaie mixte à charme y subsiste localement (bois Félin).

Comme dans le pays d'Arnay, l'homme a profité de cette assise calcaire et de la facilité d'accès pour construire pas moins de huit villages et un hameau sur un secteur de 4 km de Pasquier à Saussey et de 1 à 2 km de large seulement.

Plus à l'Est, dominant le plateau sinémurien, s'élèvent les hautes buttes de Painblanc, Nuas et Bligny-sur-Ouche. Sous-sol et paysage sont ceux du Haut-Auxois, aux grands versants argileux marqués à mi-hauteur par la rupture de pente des calcaires l6C et aux plateaux calcaires j1a qui dominent les talwegs de 100 à 150 mètres. Les versants sont le domaine de l'herbage et le plateau est couronné par la forêt de chênes-charmes calcicole.

La dépression liasique pérिमорvanelle, du Charolais au Bazois et à l'Auxois, est ou a été le prestigieux terrain d'embouche de la race bovine blanche charolaise.

Bassin d'Autun : un vrai bassin, mais sans uniformité

Si l'on vient du pays d'Arnay, la vue depuis les hauteurs de Visignot ou d'Uchey vers le Sud est saisissante : au milieu de cette région de moyenne altitude mais très mouvementée et si diverse, s'ouvre brusquement le bassin d'Autun, d'appellation très appropriée. Entouré de montagnes au Sud et à l'Ouest, bordé de plateaux découpés au Nord et à l'Est, il paraît très bas et plat, beaucoup plus qu'il ne l'est en réalité, lorsque l'on y entre par la nationale 81 par exemple. La grande culture céréalière moderne tend à uniformiser quelque peu certaines zones mais les herbages, les boqueteaux, l'Arroux, la Drée et des ruisseaux, un vallonnement assez accentué, les cuestas schisto-gréseuses et les petites buttes témoins boisées dissipent toute uniformité. Sur ces reliefs, le sol est peu profond, argilo-caillouteux ou sableux, de type brun, acide. Dans les zones basses, il est argileux, plus ou moins limoneux ou sableux, lessivé et hydromorphe. La forêt est souvent un peu acidophile et a le caractère de l'hydromorphie. Elle n'est alors pas sans rappeler la forêt de la Saône, à chênaie mixte, bouleau et tremble (bois de Cordesse, bois des Grands-Miens). Mais elle présente aussi des faciès mésotrophes simples ou plus acidophiles, comme à Lally.

Le pôle citadin historique d'Autun (proche de l'angle sud-ouest de la feuille) et la ville minière d'Épinac n'ont pas empêché la population de se disperser en nombreux hameaux et villages qui occupent les petits reliefs et la périphérie du bassin.

RESSOURCES EN EAU

Présentation des grandes lignes

Le territoire de la feuille Épinac s'étend presque en totalité sur le bassin de l'Arroux, affluent de la Loire. Seules deux zones réduites dépendent du bassin de la Saône :

- l'angle nord-est de la feuille (environs de Bligny-sur-Ouche et d'Auxant) où l'Ouche, affluent de la Saône, prend sa source ;
- une zone de quelques kilomètres carrés au Sud-Est de la feuille avec le cirque du Bout-du-Monde où prend sa source la Cosanne, affluent de la Dheune qui se jette elle-même dans la Saône.

Cette feuille occupe en fait des têtes de bassins versants, si bien qu'aucun cours d'eau ne la traverse, mais que beaucoup y prennent leur source (notamment l'Ouche, déjà mentionnée, l'Arroux, la Drée, affluent de l'Arroux) et restent donc peu importants sur la feuille. Il en résulte que les vallées alluviales sont de faible étendue et les ressources aquifères qu'elles contiennent peu importantes.

Dans l'ensemble les réservoirs aquifères sont de nature variée mais de petites dimensions. Leur répartition et leur nature sont conditionnées par les trois principales entités géologiques présentes sur la feuille :

- le socle varisque anté-stéphanien ;
- le bassin permo-stéphanien d'Autun-Épinac ;
- la couverture sédimentaire mésozoïque.

Les ressources en eau souterraine sont assez peu exploitées et assez peu connues du fait de l'absence d'une part de grandes villes et d'autre part de grands aquifères à nappes libres.

Climatologie et hydrologie

Climatologie

Les précipitations sont, dans l'ensemble, légèrement moins élevées que sur les feuilles voisines du fait de la position d'abri en pied de versant oriental du Morvan. Sur la période 1961-1990, les moyennes annuelles sont de :

- 779 mm à Arnay-le-Duc,
- 819 mm à La Rochepot (en dehors de la feuille, mais à 3 km seulement de son angle sud-est).

On note, sur la période 1951-1980 à Épinac, une moyenne annuelle de 782 millimètres.

On peut retenir environ 750 à 850 mm sur la plus grande partie de la feuille et un peu plus de 850 mm sur sa bordure est où le relief se relève (Bliigny-sur-Ouche, Aubigny-la-Ronce).

La répartition saisonnière est semblable à ce qu'elle est sur le reste du département de la Côte-d'Or et ses abords. Elle est de type océanique atténué, c'est-à-dire que les quatre saisons sont également arrosées.

Les températures moyennes annuelles (période 1951-1990) sont de :

- 10,3 °C à Autun, à 3 km de l'angle sud-ouest de la feuille et à 300 m d'altitude,
- 8,9 °C à Detain-et-Bruant, à 9 km de l'angle nord-est de la feuille et à 600 m d'altitude.

On peut ainsi retenir, pour l'altitude moyenne de la feuille, environ 400 m, et une température moyenne annuelle de 9,8 °C.

Hydrologie

Deux stations de jaugeage existent sur la feuille, toutes deux sur l'Arroux et gérées par la DIREN/SEMA de Bourgogne :

- Voudenay (bassin versant : 244 km²),
- Surmoulin à Dracy-Saint-Loup (bassin versant : 796 km²).

Les deux bassins versants occupent une grande partie de la feuille, tout en débordant vers le Nord (feuille Pouilly-en-Auxois) et vers le Sud (feuille Le Creusot). Leur composition géologique est tout à fait représentative de celle de l'ensemble de la feuille Épinac, aussi bien par la structure que par la nature des formations.

Nous donnons ci-dessous, pour chaque station, le débit moyen annuel et la moyenne des débits moyens des mois les plus faibles de chaque année ou QMNA ; le QMNA est un bon indicateur de l'importance globale des ressources en eau souterraine d'un bassin versant (ressources vidangeables) :

- l'Arroux à Voudenay :
 - débit moyen annuel : 2,08 m³/s (période 1970-1986) soit 8,52 l/s/km²,
 - QMNA moyen sur la période 1970-1978 : 0,113 m³/s soit 0,46 l/s/km²,
 - sur la période 1970-1986 : 0,101 m³/s ; soit 0,41 l/s/km² ;
- l'Arroux à Surmoulin :
 - débit moyen annuel : 6,53 m³/s (période 1984-1990) soit 8,20 l/s/km²,
 - QMNA moyen sur la période 1968-1976 (sauf 1975) : 0,474 m³/s soit 0,60 l/s/km² ;
 - sur la période 1984-1990 : 0,493 m³/s soit 0,62 l/s/km².

Les valeurs de débit moyen annuel sont conformes à ce que laisse prévoir les valeurs moyennes de hauteur de précipitation et de température annuelle données ci-dessus.

Les valeurs de QMNA sont faibles, très inférieures à 1 l/s/km², et indiquent donc des ressources en eau souterraine globalement peu importantes. Ceci n'exclut pas, cependant, que, localement, elles puissent être importantes ou que des ressources profondes, non vidangeables, existent.

• **Ressources en eau des terrains anté-triasiques.** Le socle anté-stéphanien est constitué de formations plutono-volcano-sédimentaires et de grani-toïdes franchement intrusifs. Ce soubassement est recouvert en discordance par les formations sédimentaires du Stéphanien moyen du bassin d'Épinac, elles-mêmes recouvertes en discordance par les formations autuniennes du bassin d'Autun. Stéphanien et Autunien sont constitués de schistes, grès et

conglomérats, le premier étant assez fortement plissé et le deuxième simplement incliné vers le Sud.

Les ressources en eau des terrains anté-triasiques sont essentiellement liées, comme en toutes zones de socle, d'une part aux altérations de surface ou de faible profondeur qui développent des produits à porosité d'interstices et, d'autre part aux zones de fractures jusqu'à des profondeurs qui peuvent être importantes ; ces fractures, en général en charge, jouant le rôle de drains. Les ressources y sont peu liées à la nature lithologique des formations, alors que dans les sédiments du Stéphien moyen et de l'Autunien, les niveaux gréseux ou conglomératiques peuvent avoir conservé une certaine porosité d'interstices.

• **Ressources des altérites.** L'altération des roches du socle donne naissance à un manteau d'altérites (arènes granitiques,...) présentant une épaisseur très variable (de 0 à plusieurs mètres) et une porosité d'interstices non négligeable, quelques % pour ce qui est de la porosité efficace. Les nappes contenues dans ces altérites sont cependant peu productives du fait des perméabilités jamais importantes. Elles donnent naissance à des sources nombreuses mais de faible débit et les surfaces piézométriques sont peu profondes. Les eaux contenues dans ces altérites sont peu minéralisées et neutres ou légèrement acides.

L'altération des schistes donne des produits un peu différents, essentiellement argileux, très peu perméables et donc sans ressources.

Un levé de points d'eau sur sources et puits fermiers réalisé en novembre 1991 dans la vallée de l'Arroux sur les communes de Jouey, Magnien et Voudenay (rapport BRGM 89 SGN 627 BOU) a montré pour ces eaux issues des formations superficielles sur socle :

- des conductivités le plus souvent voisines de 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (valeur la plus basse mesurée : 74 $\mu\text{S}/\text{cm}$), soit des eaux peu minéralisées ; quelques valeurs sont cependant plus élevées, jusqu'à plus de 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ce qui est cependant inférieur à ce que l'on trouve pour des eaux issues de formations calcaires ou marneuses ;
- des pH légèrement acides, compris entre 6,5 et 7,0 (valeur la plus basse mesurée : 5,92), avec, comme pour la conductivité, quelques valeurs plus élevées, comprises entre 7,0 et 7,5.

Les mesures piézométriques réalisées sur les puits ont montré des niveaux statiques compris entre 3 et 6 mètres.

• **Ressources profondes ou liées aux fractures.** Un forage profond, le puits de Fontenys, sur la commune de Saint-Léger-du-Bois, réalisé en 1920 par les houillères d'Épinac, donne quelques renseignements intéressants (indice BSS : 525/6X/0014) :

- profondeur sans doute voisine de 300 m (la coupe au-delà de 237 m de profondeur est perdue),
- coupe, de haut en bas depuis la surface :
 - sol et sable de 0 à 6 m ;
 - marnes et cailloutis de 6 à 6,75 m ;
 - marnes jaunes à 8,50 m ;
 - Permien au-delà (alternances de grès, schiste, conglomérat, charbon).

Ce forage est artésien jaillissant avec un débit de débordement permanent (valeur du débit non notée dans le dossier) ; l'eau a une température de 13,2 °C, ce qui indiquerait, compte tenu du gradient géothermique habituel, que le gîte de l'eau dans la formation est à 100 ou 130 m de profondeur. Le gîte pourrait être lié, soit à un niveau à porosité d'interstices dans le Permien, soit à une zone de fractures.

La fontaine Bonhomme à Épinac (indice BSS : 525/7X/0040) sort de formations volcano-sédimentaires plus ou moins altérées en surface. Elle est composée de deux émergences à courant ascendants (source artésienne) et est donc vraisemblablement liée à une zone de fracture. L'une des deux émergences a été captée autrefois par les houillères d'Épinac pour alimenter en eau potable les cités ouvrières. Son dossier en Banque du Sous-Sol (BSS) donne les renseignements suivants :

- débit total (les deux émergences) évalué à 2,0 l/s le 28/11/1991 ;
- analyse du 9 février 1991 : eau faiblement minéralisée (169 mg/l et conductivité de 252 µS/cm) et de type bicarbonaté calcique et sulfaté sodique et potassique avec un pH de 7 ;
- température : 9,8 à 9,9 °C.

La faible température de cette eau, du même ordre que pour les eaux des altérites, indique qu'elle provient d'une faible profondeur.

Dans le cadre d'une étude des ressources en eau de ce secteur, 6 forages ont été réalisés dans un rayon de quelques dizaines de mètres autour de la source (indices BSS : 525/7X/34 à 39). Leurs profondeurs sont comprises entre 20 et 130 m et ils traversent des granites, des microgranites ou des tufs. Ils ont rencontré des venues d'eau assez faibles, les plus importantes sur l'ouvrage le plus profond (525/7X/0038), d'un débit cumulé de 2,5 m³/h rencontré entre 88 et 91 m de profondeur.

Une source thermale, liée à une zone de fracture existe sur le territoire de la feuille Épinac : *la source de Maizières*, dite « la source romaine », dans la vallée de l'Arroux, sur la commune de Magnien (indice BSS : 525/2X/0004). Elle est captée par un puits coiffant l'émergence principale et

a été utilisée par un établissement thermal. Deux puits annexes, puits A et puits B, coiffent des émergences secondaires mais ils n'ont pas été utilisés par l'établissement. La source sort de fissures dans les formations volcano-sédimentaires viséennes non loin de leur contact avec un granite subvolcanique. Elle fournit actuellement 3 m³/j.

Son eau présente les caractéristiques suivantes :

- fortement minéralisée (minéralisation totale : 7,24 g/l) ;
- minéralisation de type chloruré-sodique, secondairement bicarbonaté calcique ;
- teneurs notables en brome (16 mg/l), bore (3,2 mg/l), strontium (13,1 mg/l), lithium (21,5 mg/l) ;
- pH : 6,8 ;
- température : 16,1 °C.

La composition chimique de cette eau indique qu'elle aurait acquis sa minéralisation à 200 ou 300 °C, soit à plusieurs milliers de mètres de profondeur.

Afin d'augmenter la ressource sans provoquer de mélange de l'eau thermale avec des eaux peu profondes (eaux des alluvions de l'Arroux ou des arènes), un forage a été implanté, après prospections, et réalisé en 1992 (indice BSS : 525/2X/0044) à quelques dizaines de mètres de la source :

- profondeur : 40 m ;
- coupe (de haut en bas depuis la surface) :
 - colluvions et blocs de 0 à 4,50 m ;
 - granite, diversement altéré et fissuré, voire mylonitisé, suivant les niveaux, de 4,50 à 40 mètres.
- venues d'eau (débits mesurés au soufflage à l'avancement) :
 - à 17 m, 4 m³/h (eau non minérale) ;
 - à 31 m, 47 m³/h (eau de même composition chimique que celle de la source romaine mais légèrement plus minéralisée et plus chaude) ;
- en pompage d'essai de longue durée : 30 m³/h.

Un deuxième forage a été réalisé à 500 m du précédent ; d'une profondeur de 50 m et recoupant le même type de formations, il n'a cependant rencontré aucune venue d'eau significative : 0,1 m³/h seulement.

Cela montre que les débits obtenus par forages en zones fracturées de socle peuvent être très variables d'un point à un autre. Une prospection préliminaire fine par méthodes géophysiques ou détection des gaz du sol s'avère

indispensable afin de repérer les fractures susceptibles de fournir des débits importants.

• **Ressources en eau de la couverture sédimentaire mésozoïque.**

Cette couverture repose en discordance sur les terrains antérieurs. Elle est composée de faciès variés : grès, marnes, calcaires, roches silicifiées. Ses ressources en eau souterraine sont liées aux différents faciès lithologiques : réservoirs poreux des grès du Trias, réservoirs fissurés et karstiques des calcaires jurassique, absence de réserves dans les marnes du Lias.

Les formations perméables, susceptibles de contenir des ressources en eau souterraine, sont, de bas en haut :

- les grès du Trias ;
- quelques niveaux calcaires dans le Lias, notamment le Calcaire à gryphées du Sinémurien, le Lias étant par ailleurs essentiellement marneux ;
- l'ensemble calcaire du Jurassique moyen (Bajocien et Bathonien).

De nombreuses sources se localisent à la base de ces formations, au toit des couches marneuses ou argileuses sous-jacentes (sources de déversement). Les émergences elles-mêmes se situent en général plus bas que le contact, l'eau s'écoulant dans les éboulis qui le masquent presque partout. Plusieurs de ces sources sont captées ou ont fait l'objet de projets de captage pour adduction d'eau potable. Citons quelques exemples relevés en BSS :

- pour les sources issues des calcaires sinémuriens ou bajociens :
 - . la source de Voichey à Bligny-sur-Ouche (indice BSS : 525/4X/0002)
 - . la source de la Croix à Bligny-sur-Ouche (indice BSS : 525/4X/0006)
 - . la source du champ Poichenot à Santosse (indice BSS : 525/8X/0011)
- pour les sources issues des grès du Trias :
 - . la source de Nanteuil à Curgy (indice BSS : 525/5X/0014), alimentée aussi par le calcaire sinémurien,
 - . la source de la petite Pointe à Igornay (indice BSS : 525/5X/0015),
 - . la source du bourg à Curgy (indice BSS : 525/5X/0016),
 - . la source de Vernicourt à Molinot (indice BSS : 525/7X/0030),
 - . la source du lavoir à Aubigny-la-Ronce (indice BSS : 525/8X/0010),
 - . la source de la Chassagne à Aubigny-la-Ronce (indice BSS : 525/8X/0012).

Les débits ne sont pas importants du fait de la petite taille des unités aquifères. La couverture mésozoïque est en effet très disséquée par l'érosion au point de faire apparaître dans la plupart des vallées, le socle qui se comporte, vis-à-vis de la couverture, comme un substratum peu perméable. Cette situation entraîne aussi l'absence de réserves permanentes (réserves

sous le niveau des exutoires) pour les aquifères de la couverture. Seul le quart le plus oriental de la feuille présente une situation un peu différente, les surfaces d'affleurement des formations aquifères (Trias gréseux, calcaire sinémurien et calcaires du Jurassique) y étant plus continues et occupant aussi le fond de la plupart des vallées drainantes.

Les formations calcaires sont karstifiées. L'inventaire des phénomènes karstiques a été réalisé par P. Laureau (Spéléo-club de Dijon, comité départemental de spéléologie de la Côte-d'Or). Il montre que la karstification se développe essentiellement dans deux formations : le calcaire sinémurien – pourtant peu épais – et les calcaires du Jurassique moyen (Bajocien et Bathonien).

Le calcaire sinémurien et les niveaux calcaires qui lui sont associés (Hettangien à la base et Lotharingien au sommet) forment un ensemble de 10 à 15 m de puissance. Il constitue une plate-forme structurale qui occupe le haut bassin de l'Ouche et du ruisseau de Lacanche (Pasquier, Veilly, Saussey). On y observe, en particulier aux abords de Veilly, plusieurs pertes de ruisseaux avec sources karstiques à l'aval sur la commune d'Auxant, telles la source de La Roche et la source du Puits-du-Diable ; cette dernière est l'exutoire d'une rivière souterraine circulant dans un conduit karstique qui a été exploré sur une longueur de 1 200 m et montre une section moyenne de 2 m sur 2 m ; ces deux sources font partie du groupe des sources de l'Ouche.

Les calcaires du Jurassique moyen montrent des phénomènes karstiques importants, surtout dans l'angle sud-est de la feuille avec le cirque du Bout-du-Monde qui draine l'écoulement souterrain du plateau calcaire des Chaumes-d'Auvenay. Dans ce cirque, on relève deux phénomènes remarquables :

– la grotte du Trou-de-l'Oreille qui s'ouvre en pleine falaise de calcaire bajocien (indice BSS : 525/8X/0002) et montre 60 m de conduits pénétrables sans écoulement ;

– la grotte de La Tournée qui constitue l'issue d'une rivière souterraine qui a été remontée sur une longueur de 700 m (avec franchissement de deux siphons). À l'extrémité nord des Chaumes-d'Auvenay, sur la commune d'Ivry-en-Montagne, s'ouvre dans le calcaire bathonien moyen à l'altitude de 520 m, le gouffre de La Bergerie d'une profondeur de 17 mètres. Par ailleurs, la commune de Montceau-et-Écharnant offre, dans les calcaires du Bathonien, l'un des plus beaux exemples de doline de la région – d'un diamètre de près de 150 m et d'une profondeur d'environ 15 m – malheureusement en voie de comblement par des déchets ménagers.

• **Ressources en eau des alluvions.** Comme cela a été signalé plus haut, les alluvions des cours d'eau sont peu développées sur la feuille et les ressources en eau souterraine qu'elles contiennent, peu importantes.

Les dossiers de forages de recherches d'eau présents en BSS, sont notamment :

– dans les alluvions de l'Arroux, reposant sur granite ou formations volcano-sédimentaires :

525/1X/0002 (Voudenay), 525/1X/0003 (Voudenay), 525/1X/0026 (Magnien),

– dans les alluvions de la Drée, reposant sur des schistes autuniens altérés en argile : 525/5X/0001 (3 forages à Dracy-Saint-Loup).

Ils montrent des épaisseurs d'alluvions d'environ 4 m, les faciès perméables (sables et graviers) n'ayant en général pas plus de 2 m d'épaisseur et souvent moins de 1 mètres. Les débits fournis ont été égaux ou inférieurs au m³/h avec des rabattements qui tournaient autour de 2 m, soit des productivités faibles.

Dans le bassin permien d'Autun, qui occupe la partie sud-ouest de la feuille, les alluvions, regroupant les formations FL, Fx et Fy-z, couvrent des surfaces importantes. Les sondages préliminaires à la construction de la ligne du TGV Sud-Est montrent, dans cette zone (communes d'Igornay, de Dracy-Saint-Loup, de Curgy et de Saint-Léger-du-Bois), des épaisseurs atteignant jusqu'à 5 à 8 m et reposant le plus souvent sur les schistes autuniens altérés en argile. Les faciès de ces alluvions sont à dominance argileuse, argile ou sable argileux, mais avec parfois des niveaux de graviers (plutôt à la base des formations) qui peuvent atteindre 1 à 2 m d'épaisseur. De tels niveaux grossiers pourraient contenir des ressources en eau intéressantes, sous réserve cependant, d'être sous le niveau piézométrique, ce qui, compte tenu de la topographie, ne doit pas être le cas partout.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Roches du socle anté-stéphanien

De nombreuses carrières – dont la plupart sont indiquées sur la carte – ont servi à l'extraction de matériaux rocheux pour la construction de maisons et/ou l'empierrement de chemins. Parmi les roches viséennes, les granites, granophyres et autres microgranites constituent une bonne source de granulats, comme le prouvent les grandes carrières abandonnées de Barnay et de Pont-de-Colonne et l'exploitation de la nouvelle carrière du Pont-de-Colonne, intensive en 1996-1997 pour refaire une partie du ballast de la ligne TGV Paris-Lyon. En revanche les microgranites tardifs, qui recourent (sous forme de filons) les roches viséennes de ces carrières, sont beaucoup moins favorables à la confection de granulats, de sorte qu'ils se retrouvent dans les rebuts.

L'arène développée aux dépens du granite porphyroïde à biotite a fait l'objet de petites exploitations pour « cran », notamment sur la commune de Saint-Pierre-de-Vaux.

Roches du bassin permo-stéphanien d'Autun-Épinac

De nombreuses petites carrières ont été ouvertes dans les grès permien ou stéphanien, car ce matériau a été utilisé pour la construction de bâtiments et monuments dès l'époque gallo-romaine. Les deux seules qui soient d'importance sont les carrières de Lally et de Rigny. Ces grès sont en effet assez tendres à tailler, mais ils résistent mal à l'altération météorique car ils sont hétérogènes, poreux et mal cimentés. Il arrive parfois que quelques blocs soient à nouveau extraits pour des besoins de restauration.

Roches sédimentaires mésozoïques

• **Pierre de taille.** La ressource en pierre de taille de la Bourgogne orientale est très abondante et très variée. Outre les matériaux du socle, le pays d'Arnay a exploité ses grès et son calcaire et la région mitoyenne Auxois-Montagne, ses calcaires variés.

Les grès triasiques tG n'ont pas dû être très utilisés au Nord, vraisemblablement en raison de leur friabilité, sauf dans les zones où ils sont silicifiés (voir tG, carrières de Foissy et Saint-Pierre-en-Vaux) : la région a été grande productrice de pavés pour voirie.

Les calcaires à gryphées, sinémuriens l3-4, très durs, en bancs à surfaces irrégulières, mais délitables, ont au contraire, beaucoup servi dans toutes les localités situées sur les plateaux l3-4 ou à proximité. Murs, seuils et escaliers, linteaux de cheminées et pierres à évier, murets de clôtures, tout expose aujourd'hui ce matériau noduleux truffé de fossiles.

Les calcaires à entroques bajociens j1a sont l'un des deux matériaux de choix pour le débitage de moellons et la construction des monuments. Tous les plateaux j1a de la Montagne ont une ou plusieurs carrières à ce niveau : j1a fournissait même les « laves » pour toitures.

Tous les autres calcaires de la Montagne ont été exploités, l'autre matériau de choix pour moellons étant le « Grenu » j2d qui commence à affleurer en limite est de la feuille.

Quant aux calcaires compacts bathoniens j2c, exploités en pierre marbrière dans le bassin carrier de Comblanchien, ils ne présentent plus ici que quelques bancs dont le faciès est analogue à ceux de la Côte.

• **Calcaires pour granulats.** La disponibilité de la ressource en roches très dures, magmatiques, du socle anté-stéphanien n'engage pas à rechercher sur ce territoire des calcaires à concasser. Mais les calcaires à entroques j1a, les calcaires « comblanchoïdes » j2c et les calcaires compacts oxfordiens (qui n'affleurent pas sur Épinac) fournissent, de la Côte à la Montagne de Côte-d'Or et en Saône-et-Loire, des granulats de qualité moyenne à bonne (Los-Angelès 20 à 30, Micro-Deval humide 15 à 25, CPA éventuellement 0,5). Par ailleurs, des « sablières » ont été ouvertes dans les grands éboulis ordonnés cryoclastiques GP. Le « tout venant » ayant servi au renforcement de chemins et plates-formes.

• **Pierre à chaux et ciment.** Au siècle dernier, les fours à chaux étaient nombreux dans la région. Des carrières ont été ouvertes dans la plupart des formations calcaréo-argileuses :

- calcaires siliceux de la limite Trias/Hettangien ;
- calcaires sinémuriens l3-4 exceptionnellement ;
- calcaires et marnes du toit des calcaires à gryphées (Lotharingien - Carixien l3-4/l5-6 ;
- calcaires « Hydrauliques » j1-2a, principalement ;
- calcaires et marnes oxfordiens (absents sur la feuille) secondairement.

Altérables, gélifs, dominés généralement par un versant argileux, les fronts de carrières ouvertes au-dessus des calcaires à gryphées disparaissent. Ceux de l'ancienne carrière de Ménin-Thiroux à Manlay ne sont déjà plus que des traces. L'Hydraulique affleure très peu sur la feuille mais dans la vallée de l'Ouche, à proximité nord-est, ce calcaire a fourni chaux et ciment jusqu'à une époque récente (voir feuille Gevrey-Chambertin).

• **Argile pour tuiles et briques.** Autrefois la dépression argileuse liasique péri-morvandelle était jalonnée par une multitude de tuileries et briquetteries. Les carrières étaient généralement à hauteur de la formation domérienne l5-6. Les hautes cheminées en briques des anciens fours s'élèvent encore sur cette périphérie, comme à Bligny-sur-Ouche où l'ancien four est flanqué au Nord et au Sud d'excavations qui sont presque effacées.

• **Dolomie.** La dolomie bathonienne j2cD se développe très localement, irrégulièrement, quelque peu sur cette feuille (Montceau-et-Écharnant) et sur Beaune (Écharnant), et davantage au SE (feuille Chagny). Elle a été exploitée dès le siècle dernier comme fondant aux aciéries du Creusot. Plus aucune carrière n'est encore en activité.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Les ressources minières et minérales reconnues sur la feuille Épinac sont localisées sur la carte et sur le tableau 4 (en annexe), et leurs caractéristiques gîtologiques sont données sur le tableau 5 (en annexe).

Minéralisations encaissées dans le socle anté-stéphanien ou dans les « basaltes » supposés stéphanien

• **Fluorine.** Le gisement de fluorine de Maine est situé sur la commune de Cordesse (Saône-et-Loire) en limite occidentale de la carte, juste au Nord du bassin d'Autun. Étudié en détail par D. Joseph (1974), il consiste en plusieurs filons minéralisés très rapprochés les uns des autres, exploités à partir de 1962 par la C.F.M.U. (Compagnie française des mines d'uranium).

Les filons sont encaissés dans des tufs viséens hydrothermalisés, ont une direction N20-40°E, un pendage moyen de 80° vers l'Est et une puissance variant de quelques mètres à une vingtaine de mètres pour la structure principale. La paragenèse est constituée pour l'essentiel de fluorine, barytine, galène, quartz géodique ou en placages tardifs. D. Joseph (1974) distingue 4 phases de remplissage d'origine hydrothermale :

Phases	Minéraux	Température de formation
I	Quartz	
II	Quartz, fluorine violette, feldspath potassique	170 ± 10°C
III	Quartz, fluorine	140 ± 10°C
IV	Fluorine a + pyrite Fluorine b + hématite Fluorine c + bravoïte Chalcopyrite, blende, galène Barytine, quartz, chalcopyrite, galène, pyrite, marcassite, kaolinite	110 ± 10°C

Les datations radiométriques donnent un âge liasique à la mise en place de cette minéralisation (Joseph, 1974 ; Valette, 1983).

Juste au Nord d'Igornay, une galerie à flanc de coteau a servi à la reconnaissance d'une minéralisation en fluorine encaissée dans la zone silicifiée qui affecte une coulée de « basaltes » (cf. *supra* τ α β²(2)), supposée dater du Stéphanien. Par analogie avec celle de Maine, cette minéralisation est probablement aussi d'âge liasique.

• **Barytine.** Comme le montre le tableau précédent, de la barytine est présente dans le gisement de fluorine de Maine. Par ailleurs, les levés de la présente carte ont permis de découvrir des filonnets de barytine rose au sein d'autres formations dinantiennes : siltites microbréchifiées au Nord de Ressille (Épinac) et au Nord-Ouest de l'établissement thermal de Maizières où les siltites sont en outre tachetées, granophyres porphyriques de la nouvelle carrière de Pont-de-Colonne. Ces nouveaux indices n'ont aucune valeur économique mais sont intéressants sur le plan métallogénique, car ils se situent dans le socle varisque, mais à faible distance verticale de la base de la couverture mésozoïque (encore en place ou érodée).

• **Anomalies géochimiques en métaux divers.** La prospection géochimique, réalisée dans le cadre de l'Inventaire des ressources minérales en France, a permis de mettre en évidence (Viallefond et Boudet, 1977) :

– des anomalies en Sb-W-As (Sn-Li-Cu) liées à des formations volcano-sédimentaires dinantiennes et/ou à des coupoles leucogranitiques affleurantes ou cachées sous ces formations ;

– des anomalies en Sn > 40 ppm liées aux leucogranites γ^2 du mont Lichard (massif de Voudey) et des parties amont des vallées de la Corcelles et de la Petite-Drée.

Nous ne connaissons pas les minéralisations à l'origine de ces anomalies, car aucune prospection au marteau et/ou en batée n'a suivi l'Inventaire géochimique de la feuille Épinac.

• **Anthracite d'Aubigny-la-Ronce.** À l'extrémité sud-est du socle anté-stéphanien affleurant, des niveaux d'anthracite ont été exploités au Nord d'Aubigny-la-Ronce, comme en témoignent les anciens puits de mine de Roncevaux et de Chaton, complètement remblayés. D'après les données minières (Desrousseaux, 1937, p. 83), une couche atteignant 2 m de puissance est intercalée dans des tufs porphyriques du Viséen supérieur. Sur le territoire de la feuille Lucenay-l'Évêque (Delfour *et al.*, 1995) des couches d'anthracite sont également intercalées dans des tufs viséens, juste au Nord de la limite septentrionale du bassin permien d'Autun.

Charbon et schistes bitumineux du bassin d'Autun-Épinac

• **Charbon d'Épinac.** C'est le Stéphanien moyen du bassin d'Épinac qui a été le plus productif, entre sa mise en exploitation dès la fin du XVIII^e siècle (1774), jusqu'en 1960. En effet il contient un faisceau de quatre couches principales de 1 à 3 mètres de puissance, dont le pendage varie entre 15 et 90° et qui se réunissent vers la bordure orientale du bassin pour ne former qu'une seule couche vers l'affleurement. Leur qualité est variable, entre une houille maigre pour les passées médiocres et un anthracite pour les meilleures.

Il a surtout été exploité en galeries, avec fonçage de très nombreux puits au Sud et au centre de la bande houillère, mais aussi en découverte au lieu dit Les Souachères, où il s'agissait d'un anthracite épais de 30 à 35 mètres. Le tonnage total extrait est de l'ordre de 20 Mt.

Le charbon partiellement exploité pendant plus d'un siècle, jusqu'en 1950 dans le bassin d'Autun, à Moloy et à Dinay (extension totale 2 000 x 150 m), est en réalité un lignite bitumineux ou une « houille sèche » imprégnée de matières bitumineuses à 30 % de matières volatiles et 20 à 40 % de cendres, d'âge autunien. Le faisceau de Moloy, épais d'une dizaine de mètres comprend quatre couches d'épaisseur variable (40 cm à 2 m) séparées par des intercalaires stériles. L'ensemble, reposant sur les tufs rhyolitiques viséens, a un pendage de 15 à 25° vers le Sud-Ouest. À Dinay le faisceau se réduit et les couches, exploitées pendant la dernière guerre, n'ont plus que 10 à 80 cm d'épaisseur. Ces gisements sont pratiquement épuisés ou en tout cas inexploitable dans la conjoncture actuelle.

• **Schistes bitumineux du bassin d'Autun.** Les couches de schistes bitumineux – au sens des mineurs – sont, comme sur la feuille voisine de Lucenay-L'Évêque, très développées dans le bassin autunien. Elles ont été exploitées depuis le début du XIX^e siècle, dans de nombreuses concessions, et les « huiles de schistes » ont été produites de façon industrielle dès 1837, ce qui fait d'Autun le berceau mondial de l'industrie schistière. Les concessions ont été nombreuses sur le territoire de la feuille Épinac, et si certaines n'ont eu que peu d'importance, notamment en ce qui concerne les couches de l'Autunien inférieur, d'autres comme celles des Télots et de Surmoulin ont atteint des proportions industrielles notables.

L'obtention d'hydrocarbures se faisait d'abord par libération des hydrocarbures libres (au maximum quelques kg/t) par chauffage, puis ensuite par craquage de la matière organique évoluée des schistes, le *kérogène*, qui constitue entre 3 et 13 % en poids de la roche. Les teneurs totales en carbone organique sont généralement comprises entre 5 et 25 % du poids de la roche, mais une proportion variable de ce carbone n'est pas craquable, car trop évoluée ou étant de forme ligneuse.

Les premières cornues avaient des rendements médiocres, ne permettant d'obtenir qu'environ 50 % des hydrocarbures récupérables, puis les techniques s'améliorant, les rendements atteignaient par exemple 60 à 100 l/t, selon la richesse des couches, dans les exploitations des Télots et de Surmoulin, les plus récentes et importantes. La gamme des produits obtenus était alors très complète : essence, pétrole, graisses, goudron, ainsi que plus d'une centaine d'autres composés, dont certains utilisables comme produits pharmaceutiques. En 1930, la production était de 45 000 m³ d'huiles brutes/an.

L'exploitation, jusque là à ciel-ouvert, devint minière en 1936, et après de nombreuses difficultés économiques, un moment occultées par la pénurie en temps de guerre, la production, qui avait atteint 100 000 t/an d'essence au début des années 50, cessa définitivement en 1957.

Durant toutes ces périodes d'exploitation et d'exploration, de nombreux sondages ont été effectués, mais généralement à faible profondeur : moins de 100 mètres.

Les réserves géologiques en schistes bitumineux sont loin d'être épuisées, et une étude réalisée en 1982 par le BRGM estime que dans les couches contenant plus de 50 kg d'hydrocarbures/tonne de roche, il reste, pour l'ensemble du bassin, environ 10 Mt d'hydrocarbures à moins de 50 m de profondeur, et environ le double entre 50 et 200 mètres.

Minéralisations stratiformes de la couverture mésozoïque

• **Gypse.** Le gypse se développe dans la formation argileuse triasique t-l1 au Sud-Est d'une ligne Thomirey-Épinac. L'amas devient important dans le secteur d'Ivry-en-Montagne. Le gypse alterne avec des argiles ou marnes noires, qui deviennent vertes ou rouges dans la zone sommitale. Il ne forme que très localement des couches de plus d'un mètre d'épaisseur et est décrit « avec impuretés ». Dans le compartiment tectonique des puits d'Ivry (haut-bourg), le toit du gisement est à environ 25 m de profondeur entre les cotes 470 et 475 mètres. Le mur est vers 450 m, soit quelques mètres au-dessus des grès tG.

Selon une pratique courante, le gypse était exploité à Ivry comme en plusieurs autres endroits de Bourgogne par chambres et piliers abandonnés à partir de puits foncés dans la plate-forme calcaire sinémurienne. L'extraction aurait commencé au Nord de l'ancienne route nationale. Un nouveau quartier aurait été ensuite creusé au Sud. Les plans consultés ne portent pas trace de l'extension orientale. La première concession connue date de 1909 mais l'activité régionale date de la deuxième moitié du XIX^e siècle. La mine a fermé en 1967. Récemment on aurait mesuré 25 m d'eau à 25 m de profondeur et des tassements se produiraient dans la zone urbaine. Sous le calcaire sinémurien l3-4 qui affleure, aucune couche dure ne coiffe en profondeur le gisement, si ce n'est un banc calcaire de 1 m signalé en un point de sondage.

• **Minerai de fer.** La région située au Sud d'Épinac (feuille Le Creusot) a été un centre d'exploitation des calcaires limonitiques à oolites ferrugineuses de l'Hettangien (base de l2-4 et l2C). Sur le territoire de la feuille Épinac, des traces d'excavations entre Maligny et Lacanche (bois des Grands-Genêts) sont peut-être d'anciennes « minières ». Mais l'Hettangien n'est pas le seul niveau stratigraphique à minerai. L'ensemble t-l1 présente fréquemment des petits bancs carbonatés très limonitiques sous, dans, et sur, la zone à Grès

blonds. Des calcaires limonitiques à passées oolitiques ferrugineuses sont interstratifiés dans la série liasique au-dessus des calcaires à gryphées sinémuriens (zone centrale et secteur d'Antigny). Les bancs du Domérien supérieur l6C ferrugineux, présentent un faciès à nodules limonitiques (secteur Nord-Est). Des marnes à oolites ferrugineuses affleurent au sommet des argiles l7-8 à Painblanc. L'exploitation minière ne s'est peut-être pas bornée au domaine hettangien sur le territoire de la feuille. On sait que le fer est exploité depuis la Préhistoire, que les Gaulois creusaient de multiples mines le long des affleurements des diverses couches ferrugineuses jurassiques et tertiaires, et que l'exploitation du charbon à partir du XVI^e siècle, en grand depuis le XIX^e, a développé une intense activité extractive pour la sidérurgie, comme d'ailleurs pour la céramique. Mais les traces de ce type de mines, comme partout, s'effacent (Ratel, 1956-1957).

• **Phosphates.** La couche calcaire à nodules organo-détritiques phosphatés du Lotharingien n'est jamais épaisse mais les phosphates de l'Auxois et du pays d'Arnay étaient très recherchés au siècle dernier. En fait, le minerai était extrait non pas de la roche-mère, mais de ses altérites comprises dans le complexe géo-pédologique B. Le limon était tamisé (Baize et Chrétien, 1994 ; Chrétien, 1996). Très superficielles, ces exploitations n'ont pas non plus laissé de traces sur les plateaux l3-4 de la feuille.

• **Autres substances métalliques.** À la périphérie du Morvan, la base de la couverture présente fréquemment le cortège de minéralisations fluorine-barytine-galène-blende-pyrite-chalcoppyrite... Dans le cadre de l'inventaire minier national et de recherches universitaires, le territoire de la feuille a été prospecté de ce point de vue, mais aucun indice de gisement n'a été signalé. Seules quelques traces de fluorine et barytine ont été trouvées dans les grès triasiques tG au Sud d'Arnay-le-Duc et dans les Grès blonds de l'ensemble t-l1 vers Viévy. Lors du levé, des traces de même type ont été relevées sporadiquement dans les grès durs tG de la zone méridionale, généralement en accompagnement de silicifications. La pyrite est signalée sur les coupes de sondage des argiles t-l1.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Les plus vieilles industries du Paléolithique inférieur, connues sur les cartes voisines de Beaune et de Pouilly-en-Auxois, tant en grottes que dans les formations quaternaires dites de l'Auxois (Joly, 1953 ; Thévenot, 1996), n'ont jamais été signalées sur le territoire de la feuille Épinac. Les premiers témoignages connus de la présence humaine remontent au Paléolithique moyen.

Paléolithique moyen (- 150 000 à - 35 000 ans)

Des industries moustériennes sont signalées dans deux secteurs distincts, d'une part sur les formations alluviales du cours supérieur de l'Arroux à l'Ouest de la feuille, d'autre part dans les formations superficielles du plateau sinémurien, comparables à celles de la Terre Plaine, à l'Est de la feuille.

Dans un cas comme dans l'autre, le Moustérien a été identifié sous deux faciès bien définis : l'un de tradition acheuléenne et l'autre charentien. Dans la haute vallée de l'Arroux, le Moustérien, de tradition acheuléenne est attesté sur les territoires des communes de Cordesse et de Voudenay d'où proviennent des bifaces isolés, mais il est surtout illustré par l'important gisement de Rosereuil sur la commune d'Igornay ; ce site de plein air a livré en effet une très abondante industrie tirée d'un silex brun provenant sans doute des alluvions anciennes de l'Arroux, qui se caractérise par des raclours très diversifiés et par un grand nombre de bifaces, surtout ovalaires et cordiformes (Creusaton et Desbrosse, 1986). Le Moustérien charentien, généralement beaucoup moins représenté dans l'ensemble de la vallée de l'Arroux, a été identifié cependant à Dracy-Saint-Loup, dans une série peu nombreuse mais caractéristique (Philibert, 1982).

Sur le plateau sinémurien, dans les formations à mâchefer et à phosphates, comparables à celles de la Terre Plaine dont cette région constitue l'extrême pointe méridionale, le Moustérien de tradition acheuléenne est également présent. Il a été identifié notamment à Écutigny dans une petite série de silex qui comporte un petit biface cordiforme en silex gris et un raclour à face plane amincie (Colbère, 1975). D'autres témoignages du Moustérien peuvent être mentionnés dans ce secteur, comme à Bessey-la-Cour, sans qu'on puisse cependant en définir le faciès exact.

Paléolithique supérieur et Mésolithique (- 35 000 à - 5 500 ans)

Le Paléolithique supérieur, reconnu en stratigraphie dans des grottes sur la feuille voisine de Beaune, est pour ainsi dire absent de la feuille d'Épinac ; seul un grattoir sur lame retouchée à patine épaisse provenant d'Écutigny pourrait lui être rapporté, sans autre précision (Colbère, 1975). Le Mésolithique, toujours très discret en Bourgogne, est complètement absent.

Néolithique (- 5 500 à - 2 200 ans)

L'époque néolithique apparaît en revanche très bien représentée, surtout dans la partie sédimentaire, si l'on fait référence aux nombreuses découvertes de haches en pierre polie et d'armatures de flèches en silex, il est vrai dans la plupart des cas dépourvues de contexte. Le Néolithique ancien fait ici défaut, comme dans tout ce secteur de la Bourgogne. Il est avéré cependant que dès la première partie du Néolithique moyen agriculteurs et éleveurs sont bien

installés. Un gisement marque bien cette emprise sur le territoire. Il s'agit du gisement de la Montagne-de-Bard à Marcheseuil, habitat de hauteur typique de cette époque, qui a livré une industrie lithique utilisant un silex blond exogène et des poteries aux formes géométriques et à décor gravé tout à fait caractéristiques du Chasséen, civilisation illustrée sur la carte voisine du Creusot par le camp de Chassey qui lui a servi d'éponyme. D'autres sites de hauteur favorables à l'installation humaine sont signalés sur certaines buttes dégagées du secteur nord-est de la carte. On admet généralement aujourd'hui que les premières modifications du paysage régional ont été le fait des gens du Néolithique, notamment dans la partie sédimentaire de la carte.

Âge du Bronze (- 2 200 à - 750 ans)

C'est sans doute à l'Âge du Bronze que se manifeste le plus nettement, avec l'utilisation croissante des outils de métal, l'impact de l'homme sur le paysage. Des haches de bronze témoignent de sa présence dans la région depuis le Bronze ancien (haches à tranchant arrondi de Dracy-Saint-Loup) et au Bronze moyen (hache à talon de Vergoncey à Curgy) (Creusaton et Thevenot, 1987). Mais le témoin le plus significatif de cette implantation est cependant, à côté d'autres qui jalonnent la vallée de l'Arroux et la bordure orientale du Morvan, le dépôt d'objets du Bronze final de Savigny-le-Vieux à Curgy ; ce dépôt, à fonction supposée votive, est composé d'environ 120 objets de bronze, bijoux (bracelets, épingles, pendeloques) et outils (couteaux, serpettes, gouge) (Gaucher, 1981). À cette époque tout le territoire, y compris le secteur granitique, est largement occupé ; en effet les vallées du Morvan sont alors colonisées.

ITINÉRAIRES

Le guide géologique régional : Bourgogne-Morvan (P. Rat, 1986, 2^e édition, Paris, Masson édit.) décrit deux itinéraires concernant en partie la feuille Épinac :

- l'itinéraire 1d d'Avallon à Arnay-le-Duc par la RN 6 et les pays plats du Morvan ;
- l'itinéraire 2a concernant le bassin d'Autun.

Deux itinéraires spécifiques (fig. 21) sont proposés ici pour découvrir l'extraordinaire variété du sous-sol du territoire couvert par la feuille Épinac.

Itinéraire n° 1 : socle anté-stéphaniens et « basaltes » supposés stéphaniens

Dans l'ordre des étapes le circuit part d'Épinac vers le Nord-Est et y revient par l'Ouest, mais le départ peut aussi se faire d'Arnay-le-Duc ou de n'importe quel autre point de l'itinéraire.

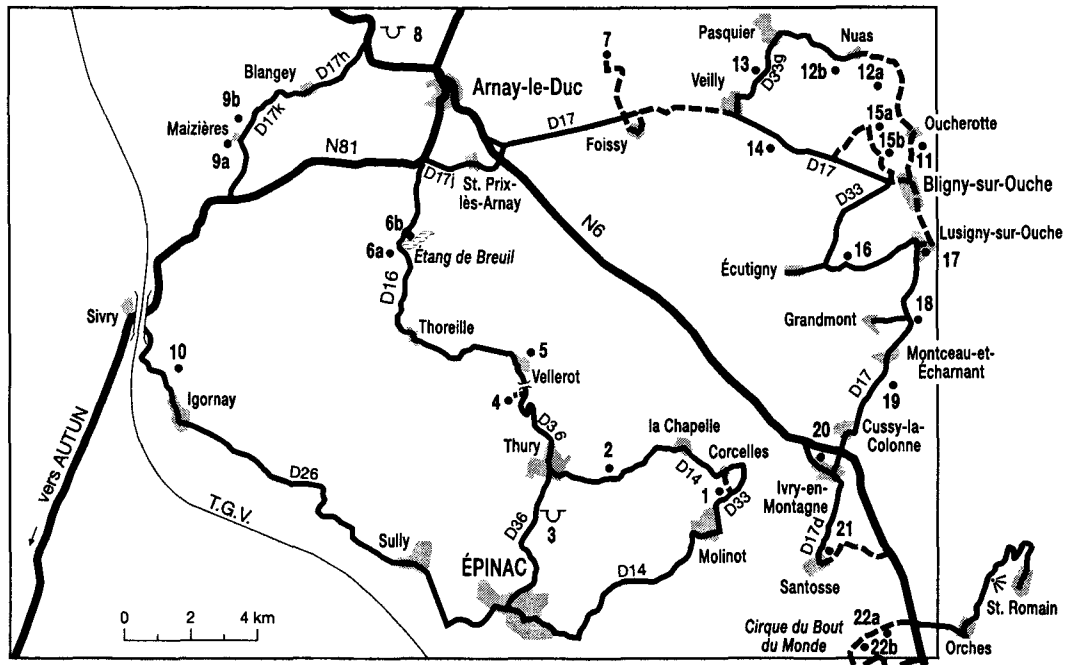


Fig. 21 - Itinéraires de découverte géologique

Socle anté-stéphanien

1. Conglomérats, siltites et tufs du Tournaisien-Viséen inférieur.

Au Nord-Est d'Épinac, prendre la D 14 jusqu'à Molinot, puis vers le Nord la D 33 que l'on suit sur 2,5 km avant de tourner à gauche et de prendre la D 14 jusqu'à Corcelles où une piste carrossable mène, vers le Sud, à une carrière dont la coupe est donnée dans la description des terrains h1-2[11].

2. Cornéennes. À Corcelles continuer sur la D 14 jusqu'à La Chapelle, d'où une petite route part vers l'Ouest pour mener à Thury. Des cornéennes apparaissent sur de petits affleurements et surtout en blocs dans les labours au Nord de la route, au voisinage du point coté 393, à l'Est de l'intersection avec la D 14a (cote 427).

3. Tufs du Viséen supérieur. À Thury prendre la D 36 vers le Sud, en direction d'Épinac. Juste au Nord de bois Lalment, une grande carrière abandonnée apparaît à l'Est de la route. Elle montre des tufs gris sombre à phénocristaux de quartz, feldspaths et biotite. Dans la partie nord de la carrière ces tufs sont cataclasés dans une zone de direction N120°E.

4. Granite porphyroïde à biotite. Revenir à Thury et suivre la D 36 vers le NNW. Juste avant le passage sous l'ancienne voie ferrée, au Sud de Vellerot, un chemin part à gauche (Ouest). Le remonter à pied jusqu'à voir sur la gauche (Sud) un bâtiment construit sur des affleurements rocheux constitués de granite porphyroïde avec des tablettes de feldspath potassique de teinte rose et de sections atteignant 7 cm x 3 centimètres.

5. Granite porphyroïde à biotite, arénisé. Reprendre la D 36 jusqu'à Vellerot. En limite est du village une piste part vers le Nord et permet d'accéder, sur sa gauche (Ouest) à une carrière de « cran » c'est-à-dire d'un granite arénisé dont la texture porphyroïde est encore parfaitement conservée, et qui renferme même quelques petites enclaves sombres à grain fin se désagrégeant au toucher.

6. Tufs viséens à amas de biotite blastique et leucogranite à l'origine du métamorphisme de contact. À l'extrémité Nord-Ouest de Vellerot, prendre la route de Thoreille, puis à l'Ouest de ce hameau la D 16 en direction du Nord. Des tufs à amas de biotite blastique affleurent en aval de l'étang de Breuil : d'abord dans une petite carrière (6a) sur la rive gauche du ruisseau, à l'Ouest de la route de Magnien (D 36a), et ensuite au fond du ruisseau juste en aval de l'extrémité nord-est de l'étang (6b), de part et d'autre de la D 16. Les amas de biotite se devinent sous une loupe et sont spectaculaires lors d'une observation microscopique en lame mince. Ils sont dus à l'intrusion du leucogranite qui affleure entre les deux points cités, notamment sur la piste qui mène de la D 16 au Moulin-du-Breuil. Ce leucogranite est sillonné de veinules

de quartz, probablement liées à une silicification sous la couverture mésozoïque : les grès du Trias sont juste au-dessus.

7. Leucogranite à grain moyen à deux micas, microgranite porphyrique, quartz. De l'étang de Breuil suivre la D 16 vers le Nord jusqu'à l'intersection avec la RN 81, d'où la D 17j permet de rejoindre la RN 6 par Saint-Prix-lès-Arnay. Au carrefour D 17j-RN 6, continuer tout droit et prendre, à Sivry, la D 17 vers l'Est jusqu'à l'intersection de la cote 439, à Foissy, d'où une petite route part vers le Nord. Suivre cette route jusqu'au petit pont sur l'Arroux. À pied traverser le pont et prendre sur la droite le chemin qui passe devant le Moulin-des-Bois puis au pied d'un bel affleurement de leucogranite rose à grain moyen. Du côté est, ce leucogranite est recoupé par un filon de microgranite porphyrique qui donne une barre rocheuse dans le lit de l'Arroux, juste en aval du moulin. Revenir au point de départ et remonter à pied la route pour apercevoir dans le talus un filon siliceux N 10 qui jalonne une faille et, vers le Sud, disparaît dans des prés où affleurent des grès du Trias.

Étape gastronomique à Arnay-le-Duc. Revenir à la D 17 et la reprendre vers l'Ouest pour rejoindre la RN 6 et Arnay-le-Duc, pittoresque bourg où se trouve entre autres une « Maison des Arts de la Table ». Une halte gastronomique est de rigueur avant de s'attaquer au « plat de résistance » qu'est, pour les amateurs de géologie, la carrière la plus extraordinaire de la carte.

8. La nouvelle carrière du Pont-de-Colonne : granite, microgranites, discordance du Trias et altérations sous-jacentes. D'Arnay-le-Duc la RN 6 mène directement, vers l'Ouest, à cette carrière dont la visite nécessite l'autorisation orale du chef d'exploitation. Au sommet de la carrière, la discordance du Trias est très nette : des bancs de grès reposent sur un socle « granitique ». Les différents gradins permettent d'explorer en trois dimensions, sur un dénivelé total de l'ordre de 50 m, ce socle dont les caractères sont détaillés dans les chapitres « Description des terrains » ($h_2\gamma$ et $\mu\gamma$) pour la lithologie primaire et « Conditions de formation des entités géologiques » pour les altérations.

9. Siltites et tufs du Viséen supérieur, à Maizières. Juste en face (Ouest) de l'entrée de la carrière du Pont-de-Colonne, prendre la D 17h pour aller à Blangy (D 17) puis par la D 17k rejoindre Maizières. Les siltites affleurent dans la partie ouest du village et au Sud se retrouvent en très abondantes plaquettes dans les labours. À l'extrémité nord de Maizières une piste carrossable mène, vers le Nord, à une petite carrière où des siltites surmontent des tufs gris. Suivre la D 17k vers le Sud pour rejoindre la RN 81, et la suivre vers le Sud jusqu'à Sivry où une petite route part vers le SSE pour mener à la Chaume, au Nord d'Igornay.

« Basaltes » supposés stéphaniens

10. Les shoshonites de la Chaume et leurs altérations. De l'intersection de la cote 310, prendre à pied la piste qui va aux ruines de la ferme de La Chaume, toutes proches. Dans le bois situé à l'Est, un vallon SW-NE est entaillé dans une coulée de « basalte ». Vers 330 m d'altitude se trouve une petite cascade ; au-dessus le « basalte » est noir, frais, alors qu'à son pied il est vert pâle, altéré. Juste à l'ESE se trouve un faciès beige, silicifié et localement minéralisé en fluorine et/ou barytine (cf. $\tau\alpha\beta^2_{[2]}$) dans la description des terrains).

Itinéraire n° 2 : couverture mésozoïque

11. Falaises calcaires et « sable » cryoclastique d'Oucherotte. À Oucherotte vue sur les falaises de calcaires bajociens et bathoniens découpées par les failles du faisceau oriental F² (fig. 3). À 500 m au Sud-Ouest, au-dessus d'Oucherotte, carrière dans les restes d'un des plus grands éboulis cryoclastiques de Côte d'Or, appuyé contre des miroirs de failles.

12a et 12b. Corniches calcaires et gîtes fossilifères du Domérien-Toarcien de Nuas. Au Nord-Ouest d'Oucherotte, monter par la petite route de Nuas qui longe d'abord l'accident tectonique (nette et belle inversion de relief de faille), puis accède aux replats en balcon de Cherveau et de La Plaine : calcaires ferrugineux domériens en corniche, coiffés de marnes et calcaires fossilifères apparaissant dans les labours.

13. Affleurement du Sinémurien-Lotharingien d'Auxant. Affleurement fossilifère de qualité rare dans le talus de la D 33g entre Pasquier et Veilly après le franchissement du ruisseau.

14. Exsurgence karstique d'Auxant. Entre Veilly et Auxant, sous la D 7a, au Sud, entrée d'un réseau souterrain dans le plateau calcaire sinémurien à l'Ouest de quelques dolines et pertes discrètes.

15a et 15b. Buttes témoins de calcaires bajociens de Bligny-sur-Ouche. Entre Auxant et Bligny, monter entre les buttes de La Planoise et du Cras, puis monter à pied au Cruot et aux Châtelets : escarpement des calcaires bajociens plongeant vers l'Est. Site très pittoresque correspondant à des défenses naturelles préhistoriques.

16. Crochons de faille d'Écutigny. Affleurements de marnes du Lias dans la descente sur Bligny. Fossiles sinémuriens dans les labours flanking l'ancienne voie ferrée au Sud de Vic-des-Prés. Poursuivre sur la D 33 vers Écutigny, mais tourner vers l'Est (à gauche) en direction de Lusigny. Franchissement de la crête de l'Aillot, correspondant à des calcaires domériens fortement basculés vers l'Est.

17. Roches et eaux de Lusigny-sur-Ouche. Vallon très encaissé et village pittoresque. Lieu d'exsurgence des eaux d'un réseau karstique du grand compartiment calcaire de La Montagne. Monter au Sud par la D 17 dans les calcaires bajociens et bathoniens du versant ouest, très escarpé.

18. Doline de Grandmont. Aperçu du plateau calcaire karstique et aride de la Montagne. Au point coté 496 (intersection entre la D 17 et la route de Grandmont), présence de la plus grande doline de la région, malheureusement interdite d'accès et encombrée par une décharge. Site à restaurer et classer.

19. Relief de faille de Cussy-la-Colonne. Nouvel exemple d'inversion de relief de faille tout au long de la D 17 et plus au Sud, entre le compartiment surélevé qu'est le haut plateau calcaire jurassique de La Montagne et le compartiment effondré correspondant aux basses collines triasiques occidentales. Colonne romaine à Cussy. Fossiles du niveau bathonien à *Bellona* au Sud de Montceau-et-Écharnant sur la butte de la cote 550.

20. Gypse d'Ivry-en-Montagne. Carrière souterraine noyée et inaccessible, mais récolte d'échantillons de gypse saccharoïde, blanc et rose, dans les labours avoisinants (voir *Localisation* : dans la description des terrains t-11).

21. Monoclinaux du faisceau de failles de Santosse. D'Ivry à Santosse, la D 17d est dans l'accident F^2 et longe d'étroits compartiments de calcaires sinémuriens basculés de 30 ou 40° vers l'Est. À Santosse même, sous les maisons, calcaires et marnes fossilifères du Lotharingien ou du Carixien, basculés.

22. Plateau calcaire des Chaumes-d'Auvenay et cirque du Bout-du-Monde. Remonter sur le plateau par les Grandes-Raies à l'Est ou par La Raquette au Sud. À 500 m à l'Ouest de la RN 6, par le chemin qui va des Chaumes de Bel-Air à Aubigny-la-Ronce, descendre à pied dans la combe des Fontaines vers la source de la Cosanne (22a). Un sentier de promenade domine la cascade et son travertin, et fait, vers l'Ouest, le tour du cirque du Bout-du-Monde sur la rupture de pente ou le replat des marnes du Bajocien supérieur. À Bel-Air, une route quitte la RN 6 et descend au fond du cirque (22b) où l'on peut admirer et étudier l'un des affleurements les plus puissants, complets et impressionnants des calcaires bajociens de Bourgogne. Cascade, travertin (tuf calcaire), grottes et grands éboulis sur argiles liasiques enrichissent encore l'étape.

Poursuite de l'excursion par Orches et Saint-Romain. Les Chaumes de Bel-Air sont toutes proches d'un des plus beaux points de vue géographique et géologique de Côte d'Or : celui du plateau de Saint-Romain. Quitter la RN 6 et prendre vers l'Est la route d'Orches (feuille Beaune). À Orches, pittoresque village accroché au pied de la falaise calcaire bajocienne et de ses panneaux

fissurés, basculés et glissés, remonter vers le Nord et la D 17. Grandiose et très riche d'enseignement est la vue sommitale sur le relief de failles rocheux de Saint-Romain, le compartiment effondré de l'Arrière Côte et, au loin, le fossé tectonique bressan.

BIBLIOGRAPHIE

- ADOLPHE J.-P., DESMANEGES-LORENZ J. (1974) – Géologie buissonnière en Morvan ; 2^e édition, Presses de la Société Marcellin et Cie, Autun, 112 p.
- ANDERS E., GRÉVESSE N. (1989) – Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 197-214.
- AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) – La zone interne de l'orogénie varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In COGNÉ J. et SLANSKY M. – Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens, 26^e Cong. Géol. Int., colloque C6, Paris 1980, Mémoires du BRGM, n° 108, 306 p.
- ARÈNE J., DELFOUR J., CLOZIER L., FEYS R., DELANCE J.-H. (1991) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Autun (551). Orléans : BRGM. Notice explicative par Delfour J., Arène J., Clozier l., Carroué J.-P., Cornet J., Delance J.-H., Feys R., Lemièrre B., 88 p.
- BAIZE D., CHRÉTIEN J. (1994) – Les couvertures pédologiques de la plate-forme sinémurienne en Bourgogne. Particularités morphologiques et pédo-géochimiques. INRA, étude de gestion des sols n° 2, 27 p.
- BAUBRON J.-C., JÉBRAK M., JOANNES C., LHÉGU J., TOURAY J.-C., ZISERMAN A. (1980) – Nouvelles datations K/Ar sur les filons à quartz et fluorine de Massif central français. *C.R. Acad. Sci. Paris, D*, 290, n° 14, p. 951-953.
- BERGERAT F. (1985) – Déformations cassantes et champ de contrainte tertiaire dans la plate-forme européenne. Thèse, Paris, 315 p., 233 fig., 15 pl.
- BERGERAT F., MUGNIER J.-L., GUELLEC S., TRUFFERT C., CAZES M., DAMOTTE D., ROURE F. (1990) – Extensional tectonics and subsidence of the Bresse basin : an interpretation from Ecors data. *Mém. Soc. Géol. France*, 156, p.145-156.
- BOIS C. (1993) – Initiation and evolution of the Oligo-Miocene rift basins of southwestern Europe: contribution of deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 226, p. 227-252.
- CAEN-VACHETTE M., COUTURIÉ J.-P., DIDIER J. (1982) – Âges radiométriques des granites anatectiques et tardimigmatiques du Velay (Massif central français). - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, p. 135-138.
- CARIOU E., HANTZPERGUE P. (1997) – Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Groupe français d'étude du Jurassique. Éditions Elf-Exploration-production, mém. 17, 207 p.

- CARRAT H.-G. (1969) – Le Morvan cristallin. Étude pétrographique, géochimique et structurale, position de l'uranium. Thèse d'État, Univ. de Nancy, 379 p.
- CHALINE J. (1960) – Les marmottes fossiles dans les éboulis cryoclastiques près de Dijon. *Bull. sci. Bourg.*, XXI, p. 105-117.
- CHALINE J., MICHAUX J. (1975) – Les micromammifères et la biostratigraphie de la bordure occidentale du remplissage bressan. *Bull. sci. Bourg.*, t. 24, p. 55-83.
- CHAPUT E. (1922) – Observations géologiques sur la montagne de Bard (Côte-d'Or). *Mém. Acad. Sci. Arts et Belles Lettres*, Dijon, (5), IV, p. 465-472, 1 fig.
- CHÂTEAUNEUF J.-J., FARJANEL G., FEYS R., MARTEAU P. (1980) – Sondages stratigraphiques dans le bassin d'Autun ; étude préliminaire. *Bull. Soc. hist. nat. Autun*, n° 95, p. 61-83.
- CHEILLETZ A., CUNNEY M., COULIBALY Y., BROUAND M., CATHELINEAU M., STUSSI J.-M. (1997) – L'adularisation à l'interface socle-couverture dans la région de Charroux-Civray. Communications et posters des journées scientifiques de l'ANDRA, 13-14 octobre 1997, Poitiers, résumé VG12, p.16.
- CHRÉTIEN J. (1996) – Notice explicative de la carte pédologique France (1/100 000), feuille Beaune (N 12). Orléans : INRA, 286 p.
- CIRY R. (1922) – Contribution à l'étude des influences périglaciaires en Bourgogne. C.R. XXII^e Congrès Ass. bourg. soc. sav., Beaune, fasc. 1, p. 3-6.
- COCHERIE A. (1978) – Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. Thèse 3^e Cycle, Rennes, 207 p.
- COLBERE L. (1975) – Sur quelques pièces paléolithiques de Côte-d'Or : Écutigny et Bessey-la-Cour. *Revue archéologique de l'Est*, 26, 2, p. 211-215.
- COLLOT L. (1904) – Alluvions anciennes et castor fossile de la vallée de l'Ouche. *Mém. Acad. Sci. Dijon*, t. IX.
- COSTA S., MALUSKI H., LARDEAUX J.-M. (1989) – ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating in the Monts-du-Lyonnais area (French Massif Central): an uplifted complex in a collisional context. *Terra*, abstracts, vol. 1, n° 1, p. 265 (E.U.G. Strasbourg, mars 1989).
- COTILLON P. (1957) – Contribution à l'étude des couches du passage du Bajocien au Bathonien dans la région de Dijon. *Bull. sci. Bourg.*, t. XVIII, p. 91-127.
- COUREL L. (1970) – Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. Thèse, Dijon, 3 vol., 606 p.

- COUREL L., GAND G., MENOT J.-C., FEYS R., ARÈNE J. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Creusot (552). Orléans BRGM. Notice explicative par Courel L., Arène J., Feys R., Gand G., Menot J.-C., Cornet J., Guillaumet J.-P. (1988), 54 p.
- CREUSATON J., DESBROSSE R. (1986) – Le Moustérien de tradition acheuléenne de Rosereuil-Igornay : I - Généralités. *L'Eduen, Bull. trimestriel de la Soc. d'hist. nat. d'Autun*, 38, p. 14-23.
- CREUSATON J., THEVENOT J.-P. (1987) – L'Autunois préhistorique, dans *Autun-Augustodunum, capitale des Éduens*, p. 25-31.
- DAULIN J.-L. (1969) – Les calcaires du Bajocien de Bourgogne. Stratigraphie, sédimentologie. Thèse, Dijon, 122 p., 27 fig., 1 carte.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 73, p. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) – A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Min.*, 111, p. 493-510.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.-J. (1984) – Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM, n° 125 et 126, vol. 1615 p., 347 fig. ; vol. 2, 65 cartes.
- DELANCE J.-H. (1964) – *Meyendorffina et Orbatimmina* dans les calcaires de Comblanchien au Sud-Ouest de Dijon. *Rev. Micropal.*, vol. VII, n° 3, p. 19-222.
- DELAFOND F. (1889) – Bassin houiller et permien d'Autun et d'Épinac, Fasc. 1 : stratigraphie. Gîtes minéraux. Paris.
- DELFOUR J. (1989) – Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévono-Dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan (nord-est du Massif central français). *Géol. de la France*, n° 4, 1989, p. 49-77.
- DELFOUR J., ARÈNE J., CLOZIER L., CARROUÉ J.-P., CORNET J., DELANCE J.-H., FEYS R., LEMIÈRE B. (1991) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Autun (551). Orléans BRGM, 88 p.
- DELFOUR J., CLOZIER L., CORNET J., LABLANCHE G., FEYS R. (1995) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Lucenay-l'Évêque (524). Orléans BRGM, 100 p. Carte géologique par J. Delfour, L. Clozier, R. Feys, G. Lablanche (1995).
- DELFOUR J., GUERROT C. (1997) – Âge Viséen supérieur du microgranite de Picampoix (Nièvre). Contribution à l'étude du magmatisme carbonifère du Morvan. *Géol. de la France*, n° 2, p. 3-12.
- DESROUSSEAUX J. (1937) – Bassins houillers et lignitifères de la France. Statistique de l'industrie minière, Mémoire annexe, 1^{er} fasc. Bassin d'Autun-Épinac p. 78-82, bassin d'Aubigny-la-Ronce, p. 83.

- DOUBINGER J., ELSASS-DAMON F. (1979) – Le bassin permo-carbonifère d'Autun. Nouvelles données stratigraphiques et palynologiques. *Bull. Soc. hist. nat. Autun*, n° 91, p. 9-25.
- DUMANOIS A. (1982) – Les huîtres des marnes à *Ostrea acuminata* et leur signification (Bajocien supérieur de Bourgogne, France). Thèse 3^e cycle, Dijon, 162 p., 57 fig., 4 pl.
- DURLET C. (1996, inédit) – Apport de la diagenèse des discontinuités à l'interprétation paléo-environnementale et séquentielle d'une plate-forme carbonatée. Exemple des « Calcaires à entroques » du Seuil de Bourgogne (Aalénien-Bajocien). Thèse, Univ. de Bourgogne, 444 p.
- DURLET C., LOREAU J.-P. (1996) – Séquence diagénétique intrinsèque des surfaces durcies : mise en évidence de surfaces d'émergence et de leur ablation marine. Exemple de la plate-forme bourguignonne, Bajocien (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 323, série A, p. 389-396.
- DUTHOU J.-L. (1977) – Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le Nord-Limousin (Massif central français). Thèse État. *Annales scien. univer. Clermont II*, n° 63 ; fasc. 30, série Géologie et Minéralogie, 294 p., 84 fig.
- DUTHOU J.-L., CANTAGREL J.-M., DIDIER J., VIALLETTE Y. (1984) – Paleozoic granitoids from the French Massif central: age and origin studied by ⁸⁷Rb/⁸⁷Sr system. *Phys. Earth Planet. Int.*, 35, p. 131-144.
- DUTHOU J.-L., CHENEVOY M., GAY M. (1994) – Âge Rb-Sr, Dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif central français). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 319, série II, p. 791-796.
- ELSASS-DAMON F. (1977) – Les « schistes bitumineux » du bassin d'Autun. Pétrographie - Minéralogie - Cristallographie - Pyrolyse. Thèse doctoring., Paris. 95 p.
- FALKE H. (1959) – Die bituminösen Schiefer des Beckens von Autun (Zentralfrankreich). 5^e Congr. intern. sédimentologie, *Ecl. Geol. Helv.*, 51, n° 3, p. 623-634.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) – L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. France*, 1997, t. 168, n° 6, p. 695-705.
- FEYS R., GREBER C. (1964) – Bassin houiller et permien d'Autun et d'Épinac. 5^e Congr. intern. strat. géol. Carbonifère, Paris, 1963, I, p. 45-51.
- FLOQUET M., LAURIN B., LAVILLE P., MARCHAND D., MENOT J.-C., PASCAL A., THIERRY J. (1989) – Les systèmes sédimentaires bourguignons d'âge bathonien terminal callovien. *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, 13, 1, p. 133-165.
- FLEURY R., GELARD J.-P. (1983) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Chagny (553). Orléans : BRGM, 81 p.

- FRESSE J.-C. (1978) – Contribution à l'étude des formations superficielles détritiques à l'Est de la France. Les sols hydromorphes à profil différencié du bassin d'Autun. Thèse 3^e cycle, Dijon, 134 p.
- GARDIEN V., TEGYEV M., LARDEAUX J.-M., MISSERI M., DUFOUR E. (1990) – Crustal-mantle relationships in the french Variscan chain: the example of the southern Monts-du-Lyonnais unit (eastern french Massif central). *Journ. of Metam. Geol.*, 8, p. 477-492.
- GAUCHER G. (1981) – Sites et cultures de l'Âge de Bronze dans le Bassin parisien, 15^e supplément à Gallia Préhistoire, 462 p.
- GAUTHIER J. (1962) – Étude sédimentologique et micropaléontologique du Lias inférieur et moyen de l'Auxois (Côte-d'Or). Thèse de 3^e cycle, Univ. de Dijon, 227 p.
- GÉLARD J.-P. (1978) – La fracturation de la Bourgogne méridionale, essai d'interprétation et implications tectoniques régionales. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, vol. XX, fasc. 1, p. 5-27, 9 fig.
- GÉLARD J.-P. (1979) – Coulissements horizontaux dans les calcaires jurassiques de Talant (près de Dijon) et preuves microtectoniques du caractère polyphasé de la fracturation en Bourgogne. *Bull. sci. Bourg.*, t. 32, fasc. 2, p. 59-69, 6 fig.
- GÉLARD J.-P., FLEURY R., MENOT J.-C., PASCAL A., DE BONVALOT J., CLOZIER L., THÉVENAUT J.-P., DELANCE J.-H., AMIOT M., BEAUDUC P., COUREL L., LAURIM B., THIERRY J., CHALINE J., PUISSÉGURE J.-J. (1983) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Chagny (553). Orléans BRGM. Notice explicative par Fleury R., Gélard J.-P., et coll. (1983), 81 p.
- GIRAUD A., DUPUY C., DOSTAL J. (1986) – Behaviour of trace elements during magmatic processes in the crust: application to acidic volcanic rocks from Tuscany (Italy). *Chem. Geol.*, 57, p. 269-288.
- GODARD G. (1990) – Découverte d'éclogites, de péridotites à spinelle et d'amphibolites à anorthite, spinelle et corindon dans le Morvan. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 310, sér. II, p. 227-232.
- GROS Y. (1981) – La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horsts de La Machine, Neuville, St-Pierre-le-Moutier). Étude géométrique, cinématique et chronologique. Rapport BRGM 81 SGN 859 GEO.
- HIRN A., PHILIP M., ROCHE A., WEBER C. (1980) – Image géophysique de la France. 26^e CGI – Colloque C 7 – Géologie de la France, p. 25-50.
- HOFMANN A.W. (1988) – Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, p. 297-314.
- INCARGIOLA J.-F. (1981, inédit) – Les séries sédimentaires d'âge Bajocien supérieur Bathonien inférieur et leur organisation dans le seuil de Bourgogne et ses abords. Stratigraphie, sédimentologie, géochimie. Thèse de 3^e cycle, Univ. de Dijon, 163 p.

- JACQUIN T., GARCIA J.-P., PONSOT C., THIERRY J., VAIL P.-R. (1992) – Séquences de dépôt et cycles transgressifs/régressifs en domaine carbonaté : exemple du Dogger du Bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 315, p. 353-362.
- JACQUIN T., VAIL P.-R. (1995) – Shelfal accommodation as a major control on carbonate platforms. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 166, n° 4, p. 423-435.
- JOLY J. (1953) – Les industries des formations quaternaires de l'Auxois. *Revue archéologique de l'Est*, p. 289-301.
- JOLY J. (1968) – Une formation quaternaire mal connue : les systèmes de base de corniche. *C.R. Acad. Sci. Paris*, p. 599-562.
- JOSEPH D. (1974) – Étude géologique et minéralogique des gisements de fluorine de Voltenne et de Maine (Saône-et-Loire, France). Thèse 3^e cycle, Orléans, 82 p.
- LA ROCHE de H. (1964) – Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. Terre*, t. IX, p. 293-337.
- LAURIN B., GARCIA J.-P., MARCHAND D., THIERRY J. (1990) – Hiérarchisation et datation des discontinuités sédimentaires : démarches et limites dans le Jurassique moyen de la plate-forme bourguignonne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. VI, n° 6, p. 975-983.
- LEDRU P., LARDEAUX J.-M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUÉNARDEL J.-M., FLOC'H J.-P., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) – Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), tome V, n° 3, p. 605-618.
- LELOIX C. (1998) – Arguments pour une évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. Structure des unités dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif central (Brévenne, Bourbonnais, Morvan). Thèse, Univ. d'Orléans, 233 p., annexes.
- LORENZ J. (1962) – Observations sur la feuille de Pouilly-en-Auxois au 1/50 000. *Bull. Soc. géol. France, C.R. des collaborateurs*, 269, p. 49-56.
- LORENZ J., CAILLIÈRE S., KRAUT F. (1967) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Pouilly-en-Auxois (498). Orléans : BRGM. Notice explicative de 11 p.
- MARCHAND D., THIERRY J. (1997) – Enregistrement des variations morphologiques et de la composition des peuplements d'ammonites durant le cycle régressif/transgressif de 2^e ordre Bathonien inférieur Oxfordien inférieur en Europe occidentale. *Bull. Soc. géol. France*, t. 168, n° 2, p. 121-132.
- MARTEAU P. (1983) – Le bassin permo-carbonifère d'Autun. Stratigraphie, sédimentologie et aspects structuraux. Documents BRGM, n° 64, 198 p., 54 fig., 19 tabl., 5 pl.

- MERLE O., MICHON L., CAMUS G., DE GOER A. (1998) – L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 169, n° 5, p. 615-626.
- MICHEL-LÉVY A. (1908) – Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* n° 12, t. xvii, 297 p., 51 fig., 7 pl.
- MIYASHIRO A. (1974) – Volcanic rock series in island-arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, p. 321-355.
- MOISSENET D. (1972) – Calcaires et marnes du Bathonien à l'Ouest de Beaune (21). Stratigraphie, sédimentologie. Thèse, Univ. de Dijon. 94 p.
- MORESTIN B. (1986) – Sédimentation et diagenèse dans le calcaire à entroques de Bourgogne. Thèse 3^e cycle, Univ. de Bourgogne, 174 p.
- MOUTERDE R. (1952) – Étude sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. L, n° 236, 455 p.
- PAQUETTE M. (1980) – Le bassin autunien de l'Aumance (Allier). Sédimentologie (charbon, cinérites...), tectonique syndiagénétique. Thèse 3^e cycle, Univ. de Dijon.
- PEARCE J.A., HARRIS B.W.N., TINDLE A.G. (1984) – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 4, p. 956-983.
- PECCERILLO A., TAYLOR S.R. (1976) – Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, p. 63-81.
- PHILIBERT M. (1982) – Le peuplement préhistorique du bassin supérieur de la Loire, Centre d'Études foréziennes, *Archéologie*, 9, 459 p.
- PIN C., PEUCAT J.-J. (1986) – Âge des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 8, IV, p. 13-20.
- PURSER B.H., RAT P., MENOT J.-C., FEUILLÉE P., AMIOT M. (1975) – Sédimentation et diagenèse des calcaires jurassiques de Bourgogne. 9^e Congrès international de Sédimentologie, Nice 1975. Livret-guide excursion n° 13, 71 p.
- PRUVOST P. (1947) – Le Stéphanien du bassin houiller de la Loire. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 67, p. 279-295.
- RAT P. (1966) – *Nubecularia reicheli nov. sp.*, Foraminifère constructeur de fausses oolites dans le Bajocien de Bourgogne. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 59, n° 1, p. 73-85.
- RAT P., DAULIN J.-L. (1970) – Courants d'étalement du matériel bioclastique dans le Bajocien de Bourgogne. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, n° 2, p. 62-64.
- RAT P. (1986) – Bourgogne, Morvan. Coll. Guides géologiques régionaux. 2^e Éd. Masson et Cie, Paris, 216 p.

- RAT P. (1978) – Les phases tectoniques au Tertiaire dans le Nord du fossé bressan et ses marges bourguignonnes en regard des systèmes d'érosion et de sédimentation. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 5, p. 231-234, 3 fig.
- RATEL R. (1956-1957) – Le fer en Côte-d'Or. « *Sous le plancher* », fasc. 2 et suiv., 174 p.
- RÉMOND C., LEFAVRAIS-RAYMOND A., RAT P., VOGT J. (1972) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Gevrey-Chambertin (499). Orléans : BRGM, 33 p.
- RÉMOND C., BLANALT J.-C., BIGOT M. (1985) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Beaune (526). Orléans : BRGM, 53 p.
- RÉMOND C., BONIJOLY D., BUNGNON F., CHRÉTIEN J., GÉLARD J.-P., KIEFFER J.-P., SALOMON J., THÉVENOT J.-P., THIERRY J. (1992) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Seine-L'Abbaye (469). Orléans : BRGM, 96 p.
- RÉMOND C., ROQUES G., TINTANT H. (1963) – Observations sur la limite Jurassique inférieur - Jurassique moyen de la Côte-d'Or. *Bull. sci. Bourg.*, t. XXII, p. 175-182.
- ROLIN P. (1987) – Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et la Meseta marocaine septentrionale. Thèse de docteur ès sciences, Univ. de Paris-Sud - centre d'Orsay, 192 p.
- ROLIN P., STUSSI J.-M. (1991) – Décrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif central français). *Bull. Soc. géol. France*, 162, 1, p. 123-130.
- ROQUES M., VACHETTE M., VIALETTE Y. (1971) – Géochronologie du socle du Massif central. In : Symposium Jean Jung, Clermont-Ferrand, Plein-Air Service édit., p. 269-289.
- ROQUES M., VACHETTE M., VIALETTE Y. (1971) – Géochronologie du socle du Massif central. In : Symposium Jean Jung, Clermont-Ferrand, Plein-Air Service édit., p. 269-289.
- SANTALLIER D., LARDEAUX J.M., MARCHAND J., MARIGNAC C. (1994) – Metamorphism. In: Keppie J.D. Ed., Pre-Mesozoic geology in France and related areas. Springer-Verlag, p. 324-340.
- STUSSI J.M. (1989) – Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. *Econ. Geol.*, 84, p. 1363-1381.
- SUPPLY J.-P. (1985) – Géochronologie U-Pb des granites du Morvan et de leurs minéralisations uranifères associées. Thèse 3^e cycle, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 146 p.
- TAYLOR S.R., Mac Lennan, S.M. (1985) – The continental crust : its composition and evolution. *Blackwell Scient. Publ. Oxford*, 312 p.

- THÉVENOT J.-P. (1996) – De la pierre au métal, *in* La Côte-d'Or de la Pré-histoire à nos jours, édit. Bordessoules, p. 21-39.
- THIERRY J., DURLET C., BAUDIN F., FAUCONNIER D., MARCHAND D., NEIGE P., RUGET C., VINCENT B. (1997) – La carrière de Pouillenay (Côte-d'Or) : étude stratigraphique intégrée (biostratigraphie, chronostratigraphie, sédimentologie, diagenèse, géochimie et analyse séquentielle) d'une coupe historique de référence pour le Bajocien du Nord-Ouest de la Bourgogne (bordure sud-est du Bassin de Paris). *Cahiers Univ. Catho. Lyon*, n° 10, p. 219-248.
- TINTANT H. (1962) – Observations stratigraphiques sur le Jurassique moyen de la Côte-d'Or. *Bull. sci. Bourg.*, t. XXI (1961-1962), p. 93-117.
- TRUFFERT C., BURG J.-P., CAZES M., BAYER R., DAMOTTE B., REY D. (1990) – Structures crustales sous le Jura et la Bresse : contraintes sismiques et gravimétriques le long du profil Ecors Bresse-Jura. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 156, p. 157-164.
- TURPIN L., VELDE D., PINTÉ G. (1988) – Geochemical comparison between minettes and kersantites from the Western European Hercynian orogen : trace element and PbSrNd isotope constraints on their origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, p. 73-86.
- VALETTE C.-O. (1983) – Karsts et filons à fluorine dans le faisceau synclinal du Morvan : le gisement d'Argentolle (Saône-et-Loire). Thèse 3^e cycle, Orléans. Documents BRGM, n° 58, 299 p., 96 fig., 16 tabl., 7 pl. h. t.
- VELDE D. (1971a) – Les lamprophyres à feldspath alcalin et biotite : minettes et roches voisines. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30, p. 216-239.
- VELDE D. (1971b) – Les kersantites : étude des lamprophyres à plagioclase et biotite. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, 94, p. 411-426.
- VIALLEFOND L., BOUDET H. (1977) – Prospection géochimique sur la feuille Épinac-les-Mines (Massif central - Zone C). Interprétation des résultats analytiques. Rapport BRGM SGN/GMX/GCA INV 023, 18 p., annexes.
- VINCENT B., EMMANUEL L., LOREAU J.-P., THIERRY J. (1997) – Caractérisation et interprétation de cycles géochimiques sur la plateforme bourguignonne (France) au Bajocien Bathonien. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 325, p. 783-789.
- WÉBER C. (1975) – Le socle anté-triasique sous la partie sud du bassin de Paris. *Bull. BRGM* (2^e série), sect. II, n° 3 et 4, p. 219-343, 61 fig., 13 tabl., 2 pl.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque des données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la

feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés au :

Service géologique régional de Bourgogne
Parc Technologique
1, rue Louis de Broglie 21000 DIJON
Tél. 03 80 72 90 40 et Fax. 03 80 78 01 34

AUTEURS

Les auteurs de la notice sont :

- P. CHÈVREMONT¹ pour la coordination, les terrains anté-stéphaniens et les shoshonites supposées stéphaniennes.
- C. RÉMOND¹ pour les terrains sédimentaires mésozoïques, les formations superficielles associées, les événements cénozoïques, l'occupation du sol et la synthèse paysagère.
- P. MARTEAU¹ pour les bassins stéphaniens d'Épinac et permien d'Autun.
- L. CLOZIER¹ pour les formations superficielles fluviales et fluvio-lacustres.
- D. THIÉBLEMONT¹ pour la géochimie des roches magmatiques.
- D. JAUFFRET¹ pour l'hydrogéologie.
- F. BUGNON² pour la botanique (occupation des sols).
- J.-P. THÉVENOT³, avec la collaboration de P. BUVOT³ pour la Préhistoire et l'Âge du Bronze.

avec la collaboration de :

- L. COUREL², D. MARCHAND², J. SALOMON² et J. THIERRY² pour la stratigraphie et les conditions de formation des entités mésozoïques.

et la participation de :

- H. TINTANT² pour la détermination des faunes de Painblanc et la datation du toit des marnes toarciennes l7-8 (note inédite).
- J. CHRÉTIEN⁴ pour la réflexion pédologique.
- G. GAND⁵, P. NECTOUX⁶ et G. PACAUD⁷ pour les observations de terrain.

Remerciements à : A. AUTRAN¹ pour ses critiques constructives et les compléments apportés aux chapitres de synthèse.

- A. GENNA pour son appui scientifique, concernant le bassin stéphaniens d'Épinac.
- E. MIGUEL¹ pour les tableaux concernant les gîtes et indices minéraux.

– M. TEGYEY¹ pour son appui à la détermination de certaines roches magmatiques.

¹ BRGM

² Université de Bourgogne

³ DRAC de Bourgogne

⁴ INRA, Dijon

⁵ Éducation Nationale

⁶ Société géologique du Bassin de Paris

⁷ Muséum d'histoire naturelle d'Autun.

Présentation au CCGF : 11 décembre 1998.

Acceptation de la carte et de la notice : 2 juin 1999.

Impression de la carte : 1999.

Impression de la notice : 1999.

ANNEXES

Symbole	h2γ	h2γ	h2γ	h2ip	h2ip	h2ip	Moyennes			
N° éch.	1D06	2B05	2B32	2C08	6A12	7C01	ÉPINAC Viséen sup.	Gneiss du Morvan	Rhyo- dacites de San Vicenzo	Croûte contin. sup.
X	754,52	761,95	761,25	759,05	758,70	766,02				
Y	2235,22	2242,10	2240,70	2223,62	2229,10	2226,62				
SiO ₂ %	66,93	64,9	65,66	66,38	66,19	65,71	65,96	65,80	68,79	66
TiO ₂	0,54	0,6	0,61	0,6	0,59	0,61	0,59	0,71	0,37	0,5
Al ₂ O ₃	15,47	15,37	15,84	16,51	16,36	16,62	16,03	15,56	14,93	15,2
Fe ₂ O ₃	3,97	4,39	4,32	4,13	4,1	4,44	4,23	4,88	2,55	4,5
MnO	0,07	0,09	0,07	0,07	0,06	0,05	0,07	0,07	0,03	
MgO	1,95	2,32	2,06	1,91	1,94	2,03	2,07	2,33	0,95	2,2
CaO	1,05	3,13	2,32	2,58	2,14	1,12	2,06	2,08	2	4,2
Na ₂ O	2,66	2,99	3,18	3,06	2,75	3,06	2,95	2,69	2,91	3,9
K ₂ O	5,06	4,45	4,46	4,22	4,56	4,72	4,58	3,94	4,59	3,4
P ₂ O ₅	0,23	0,29	0,26	0,22	0,2	0,19	0,23	0,18	0,18	
PF	2,61	1,54	1,58	0,82	1,41	1,75	1,62	1,97	2,47	
Li ppm	69	82	102	79	109	75	86		100	20
Rb	184	133	157	148	150	203	163	146	305	112
Ba	1042	1274	1001	961	916	865	1010	880	380	550
Sr	204	327	281	351	312	257	289	343	232	350
Th	20,6	28,8	29,1	18	17,3	18,4	22,0	23,3	20,4	10,7
U	7,7	9,4	8,4	8,7	7,3	12,4	9,0	3,6	12,3	2,8
Nb	10,9	14,4	13,4	12,6	11,6	12,9	12,6	12,9	12,4	25
Ta	1,2	1,3	1,2	1,5	1,5	1,4	1,4	1,2	Na	2,2
Hf	5,2	6,2	6,9	6,2	5,7	6,7	6,2	7,4	4	5,8
Zr	143	173	196	180	167	189	175	219	140	190
Y	20,5	29,4	23,1	16,4	16,3	17	20	19	21	22
V	67	73	71	69	63	64	68	103	40	60
Co	9	11	16	16	10	11	12	18	6	10
Cr	60	71	68	66	66	62	66		25	35
Ni	62	35	48	44	38	39	44	41	18	20
La	32,6	38,6	40,1	40,7	40,5	42,1	39,1	41	44,3	30
Ce	70,8	82,9	90	85,1	80,9	88,6	83,1	88,0	91,8	64
Pr	8	9,7	10,8	9,5	9,2	9,5	9,5	9,5	Na	7,1
Nd	31,6	37,1	42,3	34,6	34,8	36,5	36,2	35,4	41,24	26
Sm	6,1	8	7,9	6,5	6	7	6,9	6,7	8,49	4,5
Eu	1,1	1,4	1,3	1,2	1,4	1,4	1,3	1,3	1,24	0,88
Gd	4,7	6,3	6,1	4,5	4,7	4,8	5,2	4,9	Na	3,8
Tb	0,7	1	0,9	0,7	0,6	0,7	0,8	0,7	0,93	0,64
Dy	4,3	6,3	5,2	3,5	3,5	3,7	4,4	4,3	Na	3,5
Ho	0,8	1,2	0,9	0,6	0,6	0,7	0,8	0,8	Na	0,8
Er	2,6	3,5	2,8	1,6	1,8	2	2,4	2,2	Na	2,3
Tm	0,4	0,5	0,4	0,2	0,2	0,3	0,3		Na	0,33
Yb	2,4	3	2,6	1,6	1,6	1,9	2,2	1,9	1,74	2,2
Lu	0,4	0,5	0,4	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,32
A/CNK	1,31	0,99	1,11	1,15	1,22	1,36	1,18	1,25	1,11	0,86

Tabl. 1 - Analyses chimiques de roches subvolcaniques à volcaniques du Viséen supérieur (fluo X, ICP et ICP/MS - BRGM, 1997). Comparaison avec d'autres moyennes : gneiss du Morvan = gneiss des unités de Chastellux et Montjeu (compilation de J. Delfour, comm. pers.) ; rhyodacites de San Vicenzo (Giraud *et al.*, 1986) ; croûte continentale (Taylor et Mac Lennan, 1985).

Roche	Leucogranites			Granite	Microgr.
	Lγ2	Lγ2	Lγ2	py3	μγ
N° éch.	3B04	7A32	8C14	7A03	2B38
X	767,82	766,70	773,52	765,25	761,05
Y	2240,10	2230,10	2225,88	2230,37	2240,02
SiO ₂ %	77	75,7	77,21	69,24	77,49
TiO ₂	0,06	0,06	0,06	0,55	0,11
Al ₂ O ₃	12,94	13,06	12,88	14,55	12,77
Fe ₂ O _{3t}	0,82	0,5	0,65	3,19	0,76
MnO	<0,02	<0,02	<0,02	0,06	<0,02
MgO	<0,02	<0,02	<0,02	1,58	<0,02
CaO	0,2	0,25	0,29	1,7	0,12
Na ₂ O	3,26	3,6	3,72	3,01	2,16
K ₂ O	5,26	5,09	4,99	5,04	6,17
P ₂ O ₅	0,09	0,18	0,06	0,27	<0,05
PF	0,86	0,62	0,55	1,55	0,92
Li	<10	31	34	55	21
Rb	299	251	297	235	258
Ba	123	14	<10	801	213
Sr	23	13	12	286	77
Th	16,6	5,8	12,6	44,7	63,6
U	17,1	4,9	8,1	7,8	11
Nb	14	10	11,8	16,6	17,5
Ta	3,1	2,9	2,9	2,5	2,5
Hf	3,9	2,3	2,7	7,6	5
Zr	59	32	35	196	92
Y	23,7	8,6	13	22,7	23,5
V	13	14	10	53	19
Co	<5	<5	<5	11	<5
Cr	43	19	17	65	24
Ni	24	14	<10	42	13
La	9,5	2,8	5,5	39,4	44,7
Ce	25,6	5,6	11,7	96,6	98,3
Pr	2,7	0,7	1,4	10,7	11,3
Nd	11,1	2,8	5,3	41,2	41,6
Sm	3,2	0,9	1,2	7,8	8,3
Eu	0,2	<0,1	<0,1	1,2	0,8
Gd	3,4	1	1,3	6	6,3
Tb	0,7	0,2	0,3	0,9	0,9
Dy	4,9	1,6	2,1	4,6	5,3
Ho	1	0,3	0,5	0,9	1
Er	3,2	1	1,6	2,5	2,7
Tm	0,5	0,2	0,3	0,4	0,4
Yb	3,5	1,2	2	2,6	2,7
Lu	0,5	0,2	0,3	0,4	0,4
A/CNK	1,13	1,10	1,07	1,08	1,22

Tabl. 2 - Analyses chimiques de granites varisques intrusifs (fluo X, ICP, ICP/MS - BRGM, 1997).

ROCHES	Granitoides du Viséen supérieur (nouvelle carrière de Pont-de-Colonne)					<i>Basaltes stéphaniens</i>		
	Granophyres plus ou moins altérés					Granite	Shoshonites	
Symbole	h2γ					h2γ	ωβ ²	
Altération	carb. ++	+	+	+	+	<i>silicific.</i>		
N° éch.	2B40	2B41	2B42	2B43	2B44	2B32	5B07	5B06
X	761,2	761,2	761,2	761,2	761,2	761,2	754,40	754,30
Y	2240,7	2240,7	2240,7	2240,7	2240,7	2240,7	2230,75	2230,85
Cote (1)	- 0,5 m	- 1,5 m	- 10 m	- 24 m	- 42 m	- 48 m	- 70 m	- 80 m
SiO ₂ %	33,27	67,17	66,59	67,35	67,68	65,66	74,03	54,61
TiO ₂	0,28	0,49	0,46	0,46	0,45	0,61	1,51	1,58
Al ₂ O ₃	7,18	15,7	15,42	15,21	15,36	15,84	10,77	13,15
Fe ₂ O ₃	3,89	3,63	3,49	3,25	3,35	4,32	1,39	7,04
MnO	0,36	0,04	0,06	0,06	0,05	0,07	<,02	0,09
MgO	2,9	1,66	2,06	1,66	1,97	2,26	0,56	6,03
CaO	21,82	0,56	1,5	0,27	1,44	2,32	1,45	3,93
Na ₂ O	<0,2	3,22	3,23	3,26	3,39	3,18	0,28	2,09
K ₂ O	5,87	5,26	4,58	4,89	4,46	4,46	5,36	5,68
P ₂ O ₅	0,09	0,19	0,18	0,18	0,17	0,26	1,02	1,09
PF	21,76	1,89	2,05	2,09	1,67	1,58	2,91	4,22
Li ppm	56	85	100	97	87	102	101	77
Rb	125	211	189	183	181	157	168	234
Ba	2794	801	655	597	581	1001	3500	3500
Sr	75	167	201	173	212	281	190	746
Th	10,8	17,2	17,2	16,8	16,9	29,1	25	33,8
U	2,3	6,5	8,1	10,2	11,2	8,4	7	96,5
Nb	7	10,7	10,5	10,8	10,8	13,4	25,5	28,7
Ta	0,7	1,3	1,4	1,3	1,4	1,2	1,7	2,1
Hf	3	5,3	5,3	5,2	5,3	6,9	16	19,7
Zr	83,6	144,5	144,9	142,8	145,9	196	493,5	604
Y	16,4	15,9	20,4	17,8	17,8	23,1	25,3	31,6
V	60	50	47	43	44	71	33	117
Co	9	11	13	11	11	16	7	35
Cr	58	63	108	63	83	68	259	397
Ni	30	44	55	35	42	48	32	129
La	20,5	32,3	33,1	32,2	31,5	40,1	55	62,2
Ce	43,8	69,6	70	68,5	67,4	90	103,7	133,5
Pr	5	7	7	7	7	10,8	12	16
Nd	22,1	29	29,3	29,1	28,7	42,3	52,5	68,2
Sm	4,5	5,7	6	5,6	5,4	7,9	10,6	13,5
Eu	0,8	0,9	1	0,9	0,9	1,3	2,2	2,7
Gd	3,4	4,2	4,5	4,5	4,6	6,1	8	10
Tb	0,5	0,6	0,7	0,6	0,6	0,9	1,1	1,4
Dy	2,7	3	3,4	3,4	3,3	5,2	5,2	7,3
Ho	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,9	0,9	1,3
Er	1,5	1,5	1,7	1,6	1,8	2,8	2,3	3,7
Tm	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,3	0,5
Yb	1,2	1,2	1,4	1,3	1,3	2,6	1,7	3
Lu	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,3	0,4
A/CNK		1,31	1,18	1,36	1,18	1,11	1,21	0,78

(1) cote sous la discordance du Trias ; les faciès altérés sont en italiques

Tabl. 3 - Analyses chimiques de roches magmatiques paléozoïques fraîches et altérées (Fluo X, ICP/MS - BRGM, 1997).

INDICE	COMMUNE	LIEU-DIT	NATURE	X	Y	Z sol	PROF	ANNÉE
05251X4001	21 715	VOUDENAY	BOIS-DE-GARREAU	GITE	756,90	235,10	425	1977
05251X4002	71 237	IGORNAY	BOIS-DE-VILLENEUVE	INDICE	756,50	233,10	340	1977
05251X4003	71 237	IGORNAY	LES-MOULLERES	GITE	756,70	232,15	470	1977
05252X4001	21 363	MAGNIEN	BOIS-DE-LA-CHA	INDICE	757,70	234,40	435	1977
05252X4002	21 374	MALIGNY	LE-GENETOIS	GITE	763,60	234,00	395	
05252X4003	21 374	MALIGNY	THOREILLE	INDICE	763,90	232,45	360	1966
05253X4001	21 374	MALIGNY	MALIGNY	GITE	765,50	234,60	395	
05254X4001	21 476	FAINBLANC	BOIS-FELIN	INDICE	772,55	240,10	385	1858
05255X4001	71 237	IGORNAY	IGORNAY (CENTRE TRAVAUX)	GITE	755,50	227,50	310	1905
05255X4002	71 237	IGORNAY	LA-PETITE-CHAUME	GITE	756,30	229,40	340	1872
05255X4003	71 184	DRACY-ST-LOUP	DRACY-SAINST-LOUP	GITE	751,50	225,85	300	1878
05255X4004	71 144	CORDESSE	LES-ABOTS	GITE	752,15	227,75	300	1878
05255X4005	71 184	DRACY-ST-LOUP	LES-MIENS	GITE	754,00	226,90	310	1894
05255X4006	71 184	DRACY-ST-LOUP	CHEVIGNY	GITE	754,90	226,75	305	
05255X4007	71 184	DRACY-ST-LOUP	MOULIN-DE-SUMOULIN	GITE	752,60	224,85	320	
05255X4008	71 184	DRACY-ST-LOUP	RAVELON	GITE	753,80	225,00	320	1914
05255X4009	71 184	DRACY-ST-LOUP	LE-CERVEAU	GITE	753,00	223,75	330	1964
05255X4010	71 144	CORDESSE	CORDESSE	INDICE	753,10	227,75	330	1963
05255X4011	71 237	IGORNAY	LA-CHAUME (IGORNAY)	INDICE	754,70	230,40	310	1976
05255X4012	71 237	IGORNAY	VEVROTTE	INDICE	751,40	231,00	340	1979
05255X4013	71 237	IGORNAY	ROSEREUIL	INDICE	751,85	230,85	320	
05255X4014	71 237	IGORNAY	LA-GRANDE-BAUME	SONDAGE	756,10	231,50	480	1977
05255X4015	71 162	CURGY	VERGONCEY (CURGY)	GITE	756,80	223,80	425	
05256X4001	71 438	ST-LEGER-DU-BOIS	MOLoy (PUITS DAQUIN)	GITE	760,25	227,50	380	200 1948
05256X4002	71 438	ST-LEGER-DU-BOIS	LALLY (CENTRE DES TRAVAUX)	GITE	758,20	227,10	325	1869
05256X4003	71 530	SULLY	DINAY (3 PUIITS)	INDICE	763,55	225,15	335	
05256X4004	71 297	MESVRES	LES MCUILLERES (SONDAGE S,33)	GITE	757,40	231,80	425	1977
05256X4005	71 438	ST-LEGER-DU-BOIS	SAINT-LEGER-DU-BOIS PUITS-DES-FOURNEAUX	GITE	757,35	227,35	330	334 1948
05256X4006	71 438	ST-LEGER-DU-BOIS	CHAMPSIGNY	GITE	757,35	227,35	320	28 1869
05256X4007	71 438	ST-LEGER-DU-BOIS	ST-LEGER-DU-BOIS-SCHISTES	GITE	760,35	226,50	315	191 1869
05257X4001	71 190	EPINAC	LES-PUITS-TIBOUDOIS	INDICE	765,10	223,95	325	
05257X4002	71 190	EPINAC	EPINAC (PUITS-BONNARD)	GITE	767,90	223,50	345	600 1946
05257X4003	21 420	MOLINOT	BOIS-DES-COUPÉES	INDICE	769,40	224,70	370	1900
05257X4004	71 190	EPINAC	LES-BUISSONS	INDICE	767,45	225,75	360	1983
05258X4001	21 032	AUBIGNY-LA-RONCE	AUBIGNY-LA-RONCE-1	GITE	773,45	222,75	480	4 1858
05258X4002	21 032	AUBIGNY-LA-RONCE	AUBIGNY-LA-RONCE-2 (CHATON)	GITE	772,80	223,80	430	1919
05258X4003	21 318	IVRY-EN-MONTAGNE	IVRY-EN-MONTAGNE	GITE	774,40	228,20	500	327 1967

Tabl. 4 - Localisation des gîtes et indices minéraux de la feuille Épinac.

INDICE	LIEU-DIT	SUBSTANCE	GISEMENT	GANGUE	PARAGÈNESE
06251X4001	BOIS-DE-GARREAU	F, Ba	STRATIFORME	GRÈS	FLUORINE, BARYTINE
06251X4002	BOIS-DE-VILLENEUVE	F, Ba	STRATIFORME	GRÈS	FLUORINE, BARYTINE
06251X4003	LES-MOULLIERES	F, Ba	STRATIFORME	GRÈS	FLUORINE, BARYTINE
06252X4001	BOIS-DE-LA-CHA	F, Ba	STRATIFORME	GRÈS	FLUORINE, BARYTINE
06252X4002	LE-GENETOIS	PHOSPHATE	STRATIFORME	CALCAIRE	PHOSPHATE
06252X4003	THOREILLE	F, Ba	FILONNET	QUARTZ	FER, BARYTINE, FLUORINE
06253X4001	MALIGNY	PHOSPHATE	STRATIFORME	CALCAIRE	PHOSPHATE
06254X4001	BOIS-FELIN	Fe	STRATIFORME		LIMONITE
06255X4001	IGORNAY (CENTRE TRAVAUX)	BITUME	STRATIFORME	SCHISTE	BITUME
06255X4002	LA-PETITE-CHAUME	BITUME	STRATIFORME	SCHISTE	BITUME
06255X4003	DRACY-SAINTE-LOUP	BITUME	STRATIFORME	SCHISTE	BITUME
06255X4004	LES-ABOTS	BITUME	STRATIFORME	SCHISTE	BITUME
06255X4005	LES-MIENS	BITUME	STRATIFORME	SCHISTE	BITUME
06255X4006	CHEVIGNY	BITUME	STRATIFORME	SCHISTE	BITUME
06255X4007	MOULIN-DE-SUMOULIN	BITUME	STRATIFORME	SCHISTE	BITUME
06255X4008	RAVELON	BITUME	STRATIFORME	SCHISTE	BITUME
06255X4009	LE-CERVEAU	BITUME	STRATIFORME	SCHISTE	BITUME
06255X4010	CORDESSE	CHARBON	STRATIFORME	SCHISTE	HOUILLE
06255X4011	LA-CHAUME (IGORNAY)	F, Ba	FILON	QUARTZ	FLUORINE, BARYTINE
06255X4012	VEVROTTE	Ba	FILON	QUARTZ	BARYTINE
06255X4013	ROSEREUIL	Ba	FILON	QUARTZ	BARYTINE
06255X4014	LA-GRANDE-BAUME	F, Ba	STRATIFORME	GRÈS	FLUORINE, BARYTINE
06255X4015	VERGONCEY (CURGY)	Pb	STRATIFORME	CALCAIRE	GALÈNE, PYROMORPHITE
06256X4001	MOLAY (PUITS DAQUIN)	CHARBON	STRATIFORME	SCHISTE, GRÈS	HOUILLE
06256X4002	LALLY (CENITHE DES TRAVAUX)	BITUME	STRATIFORME	SCHISTE	BITUME
06256X4003	DINAY (3 PUIITS)	CHARBON	STRATIFORME	SCHISTE, GRÈS	HOUILLE
06256X4004	LES-MOULLIERES (SONDAGE S.33)	F, Ba	STRATIFORME	GRÈS	FLUORINE, BARYTINE.
06256X4005	SAINTE-LEGER-DU-BOIS PUITS-DES-FOURNEAUX	CHARBON	STRATIFORME	SCHISTE, GRÈS	HOUILLE
06256X4006	CHAMPSIGNY	BITUME	STRATIFORME	SCHISTE	BITUME
06256X4007	ST-LEGER-DU-BOIS-SCHISTES	BITUME	STRATIFORME	SCHISTE	BITUME
06257X4001	LES-PUITS-TIBODOIS	CHARBON	STRATIFORME	SCHISTE, GRÈS	HOUILLE
06257X4002	EPINAC (PUITS-BONNARD)	CHARBON	STRATIFORME	SCHISTE, GRÈS	HOUILLE
06257X4003	BOIS-DES-COUPÉES	Pb	INCONNU		CERUSITE
06257X4004	LES-BUISSONS	Sb, W	DISSEMINÉ	GRÈS	STIBINE, PYRITE, MARCASSITE
06258X4001	AUBIGNY-LA-RONCE-1	Fe	STRATIFORME.	CALCAIRE	LIMONITE
06258X4002	AUBIGNY-LA-RONCE-2 (CHATON)	CHARBON	STRATIFORME.	SCHISTE, GRÈS	HOUILLE
06258X4003	IVRY-EN-MONTAGNE	GYPSE	STRATIFORME.	ARGILE	GYPSE, BARYTINE, OXYDE

Tabl. 5 - Caractéristiques des gîtes et indices minéraux de la feuille Épinac.

Imprimé en France
par l'Imprimerie Nouvelle, 45800 Saint-Jean-de-Braye — 2001020021
Dépôt légal Février 2001

Étage	Espèce d'ammonite (Indice de zone)	Formation lithologique	Notation cartogra- phique	Fossiles récoltés			
				sur Épinac		sur feuilles voisines	
				ammonite indice	faune associée	ammonite indice ou faune associée	
BAJOCIEN	supérieur	Hydraulique	j1-2a	X			
		Parkinsoni	Marnes à huîtres	j1b			
		Garantiana			X		X
	inférieur	Niortense (Subfurcatum)	Calcaires noduleux supérieur e				X
		Humphriesianum	Calcaires variés d Calcaires à polypiers e	j1a	X (d)	X (c, e, b, d)	X (c)
		Propinquans (Sauzei)					X (b)
		Laeviuscula	Calcaires à entrouques b			Lacune ?	
Discites			X (b)		X (a)		
AALÉNIEN	Concavum	Calcaires noduleux inférieurs ? a				X (a)	
	Murchisonae						
	Opalinum						
TOARCIEN	supérieur	(Pas de formation correspondant au temps de ces biozones)			Lacune		
		Aalensis					
		Pseudoradiosa					
	Dispansum						
	moyen	Bonarelli			X		
		Variabilis	Oolite ferrugineuse marnes - psammites		X		
	inférieur	Bifrons	Marnes (majeure partie)	l7-8	X		
Serpentinum						X	
Tenuicostatum	Marnes et calcaires argileux de base (Schistes carton)				X		
PLIENSBACHIEN	Domérien	Spinatum	Calcaire bioclastique ferrugineux	l6C		X	
		Margaritatus	Marnes (majeure partie)		X	Lacune ?	
	Carixien	Davoei			X		
		Ibex	5 premiers m. de marnes à Manlay ; 1 à 2 premiers m. à l'Est	l5-6	X		
		Jamesoni			X		
SINÉMURIEN	Lotharingien	Raricostatum	Calcaires et marnes à bélemnites	(l4)	X		
		Oxynotum			X	X	
		Obtusum					Lacune locale
	Sinémurien (inférieur)	Turneri				X	
		Semicostatum	Calcaire à gryphées (oolite ferrugineuse)	l3-4	X		
		Bucklandi		(l3)	X		
HETTANGIEN	Angulata					Lacune ?	
	Liasicus	Lumachelles et calcaires variés	l2C	X			
	Planorbis			X			
TRIAS		Argiles, marnes et calcaires	t-l2				

Fig. 9 - Datation des terrains liasiques et bajociens de la feuille Épinac. Indices biostratigraphiques

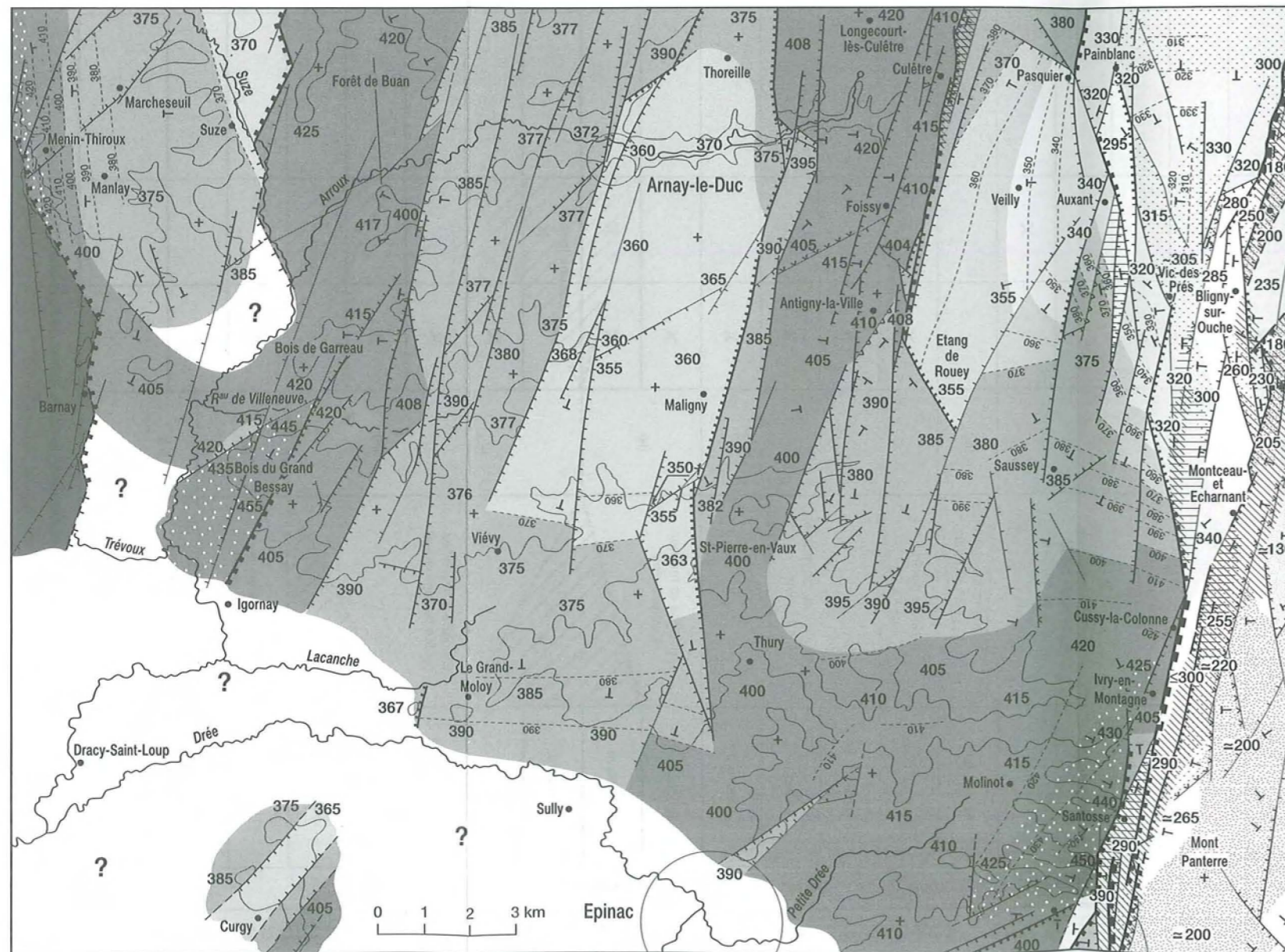


Fig. 20 - Carte structurale : surface post-hercynienne et gradins de failles tertiaires

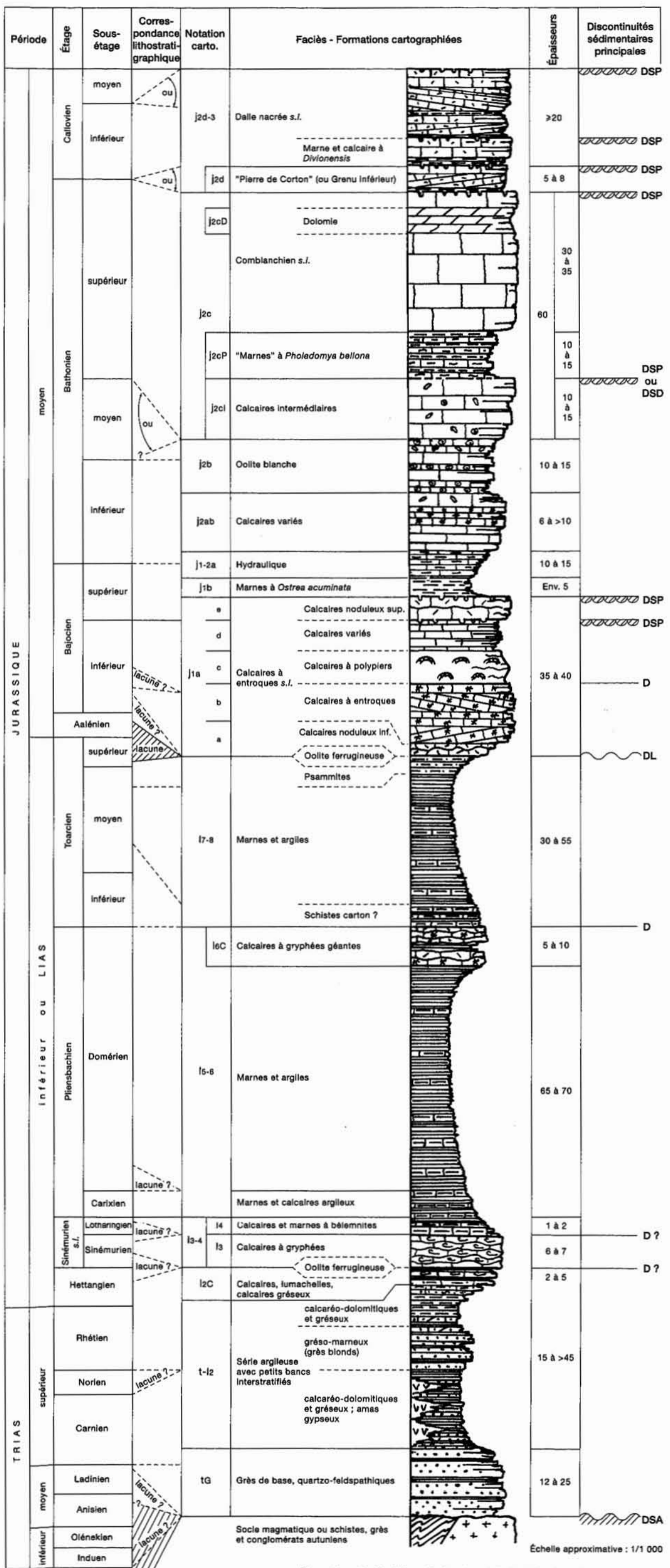
Gradins de failles ; altitude moyenne du socle et du bassin permo-stéphanien, calculée à partir de la cote des niveaux repères de la couverture, observés sur affleurements, et de la carte détaillée des leviers

- ≥ 500 m ? horst morvandiau
- 426 à 455 m monocinal de Ménin-Thiroux ; horst du Grand Bessay ; dôme de Molinot
- 400 à 425 m horst de Buan - Grand Bessay et de Longecourt - Saint-Pierre-en-Vaux
- 371 à 399 m
- 355 à 370 m grabens de Suze, Thoreille-Maligny et Veilly
- 320 à 354 m monocinaux du champ de failles oriental
- 300 à 319 m monocinaux du champ de failles oriental
- 261 à 299 m
- 230 à 260 m
- 180 à 205 m graben d'Oucherotte et de Lusigny-sur-Ouche et compartiment effondré de la Montagne
- 100 à 150 m compartiment effondré de la Montagne
- 370** Cote ponctuelle du socle ou du terrain permo-stéphanien

Gradins en lanières monocinales de l'accident de bordure de la Montagne

Failles représentées selon la valeur du rejet vertical
Côté abaissé indiqué par les barbelures

- ≥ 100 m ?
- 40 à 99 m
- 20 à 39 m
- 5 à 19 m
- faille probable, rejet inconnu
- Changement brusque de pendage (tendance crochon ou rebroussement)
- 1 : Zone monoclinale à fort pendage (plusieurs degrés à quelques dizaines de degrés)
- 2 : Champ de failles particulièrement dense et à forts rejets
- 3 : 1 + 2
- Pendage de plusieurs degrés ou de plus de 10°
- Pendage de 1 à quelques degré(s)
- Compartiment subhorizontal



Échelle approximative : 1/1 000

- D : discontinuité sédimentaire banale mais limitant deux formations bien distinctes
- DSD : avec surface durcie
- DSP : avec surface durcie, perforée, fossiles en position de vie, etc.
- DL : lacune principale d'érosion et de sédimentation
- DSA : discontinuité majeure, surface d'érosion, discordance angulaire

Fig. 8 - Log stratigraphique du Mésozoïque de la région d'Épinaac