

NOTICE EXPLICATIVE

INTRODUCTION

Le territoire couvert par la feuille Luc-en-Diois au 1/50 000 s'étend sur une partie des bassins hydrographiques du *Buech* (à l'Est), de la *Drôme* (au centre, au Nord et au NW) et de l'*Oule* (au SW). Il correspond à un secteur essentiellement montagneux à la constitution duquel participe la série continue des étages allant du Bathonien inférieur au Turonien supérieur, le Campanien et le Maestrichtien transgressifs (massif de Durbonas) et un peu d'Oligocène continental. Les points culminants principaux sont la *montagne de Durbonas* (2 055 m), à l'Est de Saint-Julien-en-Beauchêne, le *Duffre* (1 757 m), au point de jonction des trois bassins hydrographiques, et le *Quigouret* (1 729 m), à l'Ouest de Saint-Julien-en-Beauchêne. D'une façon générale, les calcaires tithoniques constituent la majeure partie des sommets et des crêtes. Cette règle souffre toutefois quelques exceptions : c'est ainsi que le massif culminant de Durbonas est formé par les calcaires du Campanien et du Maestrichtien transgressifs et qu'au Quigouret les calcaires « rauraciens », particulièrement épais, se substituent à ceux du Tithonique. Dans les synclinaux et fossés où l'érosion les a épargnés, les calcaires turoniens jouent également un rôle orographique notable : montagne Chauvet (1 617 m), crête de Fourcinet - la Bâtie-Crémezin, montagne d'Oule (Pié Mat). Enfin, les calcaires du Barrémien et du Bédoulien constituent, à la périphérie ou sur les flancs de la plupart des synclinaux, des crêtes généralement modestes mais cependant bien reconnaissables.

Les reliefs montagneux de la feuille Luc-en-Diois sont séparés en deux secteurs d'étendue à peu près égale par une suite ininterrompue de vallées et de cols traversant la feuille en diagonale. Ce sont, du SE au NW, la vallée du *Buech* (*p.p.*), la vallée de la Chauranne, le col de Cabre, la vallée de Beaurières, la vallée du *Marvel* (*p.p.*), le collet du Villaret, le ravin du Cheylard, le col de Poyols, le ravin de Gaudissart, la vallée de la Béous et la vallée de la *Drôme* (*p.p.*). A une exception près (vallée de la Chauranne en amont de la Beaume), cette suite de dépressions est creusée dans les formations tendres du Dogger et du Malm inférieur; malgré les accidents structuraux plus ou moins importants qui s'y observent, elle correspond dans son ensemble à une grande zone anticlinale séparant l'une de l'autre deux zones complexes de valeur synclinale. A l'intérieur de ces dernières, les replis anticlinaux correspondent généralement, par inversion du relief, à des dépressions discontinues creusées dans les « terres noires » jurassiques. D'autres dépressions, également limitées, correspondent en revanche aux cuvettes synclinales occupées par les « marnes bleues » du Gargasien-Albien.

Enfin, les marnes valanginiennes sont à l'origine des vallons plus ou moins continus et des cols séparant les barres calcaires du Tithonique-Berriasien des reliefs plus modestes formés par les calcaires marneux hauteriviens.

La Drôme, le Buech et l'Oule empruntent sur des fractions variables de leurs cours les dépressions signalées ci-dessus; elles y ont établi des plaines alluviales plus ou moins larges pouvant comporter, pour les deux premières, trois (Drôme) ou quatre (Buech) terrasses emboîtées. Mais ces rivières, ainsi que leurs tributaires, recoupent également les nombreux plis affectant tout le territoire de la feuille; elles ont alors creusé dans le Malm supérieur et le Barrémo-Bédoulien calcaires de leurs flancs de très nombreuses cluses et gorges plus ou moins profondes qui contribuent au pittoresque de ce secteur du Diois.

DESCRIPTION DES TERRAINS

Nota : rompant avec la règle admise jusqu'ici pour les notices explicatives des cartes géologiques, les terrains seront décrits dans l'ordre chronostratigraphique, en partant du plus ancien.

j2a. Bathonien inférieur (visible sur 200 m environ). Marnes schisteuses sombres, riches en *Posidonomyes* de grande taille, en gros bancs, montrant un délit caractéristique par suite d'une schistosité généralement perpendiculaire au pendage. Quelques très rares Ammonites : *Grossouvria pseudo-rjazanensis*, *Chondroceras* sp. En l'absence de *Posidonomyes*, ces marnes peuvent être confondues avec celles du Callovien inférieur et de l'Oxfordien *s. stricto*.

j2b. Bathonien supérieur (150 m). Débute par quelques mètres de marnes feuilletées à patine brune admettant de petits bancs de calcaires sublithographiques à patine rousse offrant l'aspect de nodules aplatis de 1 à 2 cm. Vient ensuite une alternance de marnes schisteuses et de calcaires en plaquettes à patine brun roux. Les marnes, qui prédominent, sont finement pyriteuses et sableuses. Elles admettent des amas lenticulaires de rognons calcaires de forme très irrégulière. Les calcaires, souvent spathiques et parfois finement gréseux, présentent une surface généralement rugueuse parsemée de spicules et de débris d'Échinidés. Dans la moitié supérieure de cette série alternante, les bancs calcaires s'épaississent (5 à 30 cm) mais demeurent séparés les uns des autres par des niveaux marneux toujours plus importants. Enfin, des miches de calcaires marneux fins s'observent dans les niveaux marneux au sommet de la série. La présence de quelques *Bullatimorphites bullatus* conduit, d'après l'avis des spécialistes du Dogger, à attribuer les derniers termes de cette série à l'extrême base du Callovien.

j3. Callovien inférieur et moyen (250 m). Ensemble se subdivisant lithologiquement en deux termes : un terme inférieur marneux (150 m), dont le faciès est très voisin de celui du Bathonien inférieur et de l'Oxfordien *s. stricto* mais où des amas lenticulaires de miches calcaires à géodes de calcite s'observent parfois près de la base; un terme supérieur (100 m) caractérisé par l'abondance de plaquettes de calcaire finement spathique, de 2 à 10 cm d'épaisseur, bleues à la cassure, brun jaune en surface, qui se groupent fréquemment en bancs de plusieurs mètres de puissance. Cet horizon détermine de légères lignes de relief dans le paysage. Les deux termes sont pauvres en fossiles : quelques *Choffatia* sp. dans les marnes inférieures, quelques *Reineckeia* sp. et *Grossouvria* sp. dans le niveau à plaquettes.

j4. Callovien supérieur, Oxfordien (*s. stricto*) et base de l'Argovien (900 m dans l'anticlinorium d'Aspremont, 400 m dans la vallée de la Drôme). Puissante série de marnes schisteuses de teinte sombre constituant le terme principal des « terres noires ». La partie inférieure (500 m environ à Aspremont, 120 m au NW de Luc-en-Diois) se distingue lithologiquement par la présence d'amas irrégulièrement répartis de miches calcaires ou par des rognons calcaires plus ou moins alignés. Dépourvue de fossiles à sa base, elle renferme dans sa partie supérieure une faune caractéristique du Callovien supérieur : *Peltoceras athleta*, *P. annulare*, *Quenstedtoceras lamberti*, *Q. henrici*, *Hecticoceras sarrasini*, *H. pseudo-punctatum*, *H. suevum*. L'Oxfordien *s. stricto* débute par des marnes à petits nodules aplatis brun chocolat, épaisses d'environ 20 m, qui sont généralement riches en Ammonites de la zone à *Mariae* : *Quenstedtoceras mariae*, *Cardioceras (Scarburgiceras) praecordatum*, *Goliathiceras goliathus*, etc. L'étage se poursuit au-dessus par 250 à 400 m de marnes schisteuses très monotones, assez riches en Ammonites de la zone à *Cordatum* : *Cardioceras cordatum*, *Parawedekindia arduennensis*, *Peltoceras eugenii*, *P. constanti*, *Campylites (Neoprioceras) henrici*, *Properisphinctes bernensis*, *Holcophylloceras mediterraneum*, *Sowerbyceras tortisulcatum*, etc. A 30 ou 40 m en dessous de leur toit, les « terres noires » admettent généralement quelques petits bancs de calcaires argileux à patine rougeâtre qui coïncident avec l'apparition des premiers fossiles « argoviens ».

j5. « Argovien » et base du « Rauracien » (400 à 500 m). Alternance très épaisse de marnes et de calcaires marneux dont la puissance croît du Sud au Nord de la feuille. Les marnes, de teinte gris foncé, sont généralement plus « sèches » que celles de l'Oxfordien. Les calcaires, en bancs de 0,2 à 2 m d'épaisseur, sont sombres à la cassure mais présentent une patine jaunâtre ou rousse qui confère à l'ensemble de la formation une coloration caractéristique. Ils montrent le plus souvent un débit « en frites » très reconnaissable. D'une façon générale, la formation se décompose en trois termes lithologiques assez distincts : un terme inférieur où les calcaires marneux et les marnes se trouvent à peu près à égalité, un terme moyen où les marnes prédominent nettement et peuvent alors être confondues, dans les affleurements isolés, avec celles de l'Oxfordien *s. st.*, un terme supérieur à calcaires prédominants. A la partie sommitale de la formation, qui appartient déjà d'après sa faune au « Rauracien », les calcaires deviennent beaucoup moins argileux et donnent des bancs plus durs qui évoquent ceux de la barre « rauracienne ». Les fossiles recueillis dans la partie proprement « argovienne » de cette puissante formation sont : *Arisphinctes plicatilis*, *A. helenae*, *Dichotomosphinctes antecedens*, *D. elisabethae*, *D. wartae*, *D. bifurcatus*, *Perisphinctes sorlinensis*, *Discosphinctes aeneas*, *Ochetoceras canaliculatum*, *O. hispidum*, *Taramelliceras sarasini*, *Proscaphites anar*, *Trimarginites arolicum*, *Sowerbyceras tortisulcatum*.

j8a-6. « Rauracien », « Séquanien » et Kimméridgien inférieur (70 à 100 m). Ces « étages », non séparés dans la partie sud de la carte en dehors de son quart SW, correspondent dans leur ensemble à une succession de calcaires et de calcaires marneux bien lités. On peut y distinguer, dans la partie inférieure, une « barre » de 10 à 30 m de puissance formée de calcaires durs, à pâte généralement sombre, qui se présentent en bancs de 0,2 à 1 m d'épaisseur n'admettant entre eux que de minces intercalations marneuses. Au-dessus vient un ensemble plus tendre, épais de 50 à 70 m, constitué par une alternance de calcaires plus clairs, parfois tachés de rouille, en bancs de 0,1 à 0,5 m, et de marno-calcaires gris bleuté d'épaisseur égale ou supérieure. Les

fossiles récoltés dans ces deux horizons (voir ci-dessous) permettent d'attribuer la barre calcaire au « Rauracien » supérieur et à la base du « Séquanien » et les calcaires et marnes supérieurs au « Séquanien » et au Kimméridgien inférieur.

j6. « Rauracien » et base du « Séquanien » (50 à 150 m). Dans le secteur SW et dans toute la moitié nord de la feuille, une « barre rauracienne » toujours bien apparente surmonte l'« Argovien ». Son épaisseur croît notablement du SW au NE, passant de 40 à 50 m dans le secteur d'Establet à près de 150 m dans le massif du Quigouret où le « Rauracien » se substitue morphologiquement au Tithonique. Les calcaires de cette barre, à pâte généralement sombre, forment des bancs de 0,2 à 2 m qui n'admettent entre eux que de minces délits marneux. Les Ammonites récoltées dans la moitié ou les deux tiers inférieurs de la barre : *Perisphinctes (Orthosphinctes) tiziani* et *P. (O.) polygyratus*, indiquent le « Rauracien » tandis que celles qui proviennent de la partie supérieure appartiennent déjà au « Séquanien ».

j8a-7. « Séquanien » et Kimméridgien inférieur (50 à 200 m). Dans les secteurs où la « barre rauracienne » a été distinguée, celle-ci est surmontée par une formation plus tendre, formant vire, qui correspond à la majeure partie du « Séquanien » et à la partie inférieure du Kimméridgien. Cette formation présente du Sud au Nord et de l'Ouest à l'Est de fortes variations d'épaisseur : 50 m dans l'angle SW de la feuille, 100 à 150 m dans le quart NW, 200 m ou plus dans l'angle NE. Elle est constituée par une alternance plus ou moins régulière de calcaires à pâte fine gris ou beiges, fréquemment tachés de rouille, en bancs de 10 à 50 cm, et de marnes et marno-calcaires gris bleuté d'épaisseur variable. D'une façon générale, on peut y distinguer trois termes : un terme inférieur où les bancs calcaires et les bancs marneux sont d'égale épaisseur, un terme moyen, très développé dans le NE de la feuille, où les marnes prédominent largement et un terme supérieur où les calcaires deviennent progressivement prédominants. Dans toute la partie médiane de la feuille, cette formation présente, suivant une bande NW-SE d'environ 10 km de largeur, des figures de glissements synsédimentaires très développées. D'après les faunes, sa moitié ou son tiers inférieur appartient au « Séquanien » et le reste au Kimméridgien.

Séquanien : *Ataxioceras lothari*, *A. effrenatum*, *A. inconditum*, *A. discobolum*, *Lithacoceras ureshemiensis*, *Garnierisphinctes garnieri*, *Taramelliceras kobyi*;

Kimméridgien : *Lithacoceras arduescicum*, *L. (Progeronia) lictor*, *L. (P.) polypliocoides*, *L. (Crussoliceras) crussolense*, *Ataxioceras guentheri*, *Subdichotomoceras stenocyclus*, *Taramelliceras compsum*, *T. subnereum*, *Nebrodites agregentinum*, *Aulacostephanus phorcus*. On rencontre en outre, dans l'ensemble de la formation, *Sowerbyceras loryi* et des *Aptychus* ponctués.

j9-8b. Tithonique (Kimméridgien supérieur et Portlandien, 50 à 140 m). En dehors de l'angle NW de la feuille (synclinal des Brettes) où il est très marneux, et de l'angle NE (Quigouret) où le « Rauracien » se substitue topographiquement à lui, le Tithonique correspond à une forte falaise calcaire qui constitue le trait le plus saillant du paysage. On peut y distinguer deux termes lithologiques. A son pied, sur 20 à 50 m, un ensemble de calcaires bien lités, en bancs de 0,2 à 1 m, que séparent de minces intercalations marneuses ou calcaréo-marneuses. Ce premier ensemble, qui correspond approximativement à la partie supérieure du Kimméridgien, renferme toujours,

notamment dans sa partie supérieure, des silex blancs, beiges ou noirs se présentant le plus souvent en rognons mais pouvant également constituer, au sommet de la formation, des lits de 5 à 30 cm. La falaise proprement dite, qui peut être assimilée au Portlandien, présente une épaisseur très variable (30 à 100 m). Elle est formée typiquement de calcaires sublithographiques de teinte beige clair constituant généralement, mais non de façon absolue, de très gros bancs. Localement, certains bancs présentent une structure oolithique ou pseudoolithique ou bien se révèlent riches en débris d'organismes (radioles d'Oursins, articles d'Encrines, etc.). Sur toute l'étendue de la feuille, des niveaux plus ou moins lenticulaires de pseudo-conglomérats intraformationnels, dont certains atteignent 10 à 15 m d'épaisseur, peuvent constituer tout ou partie de la falaise. Localement (déroit d'Establet), les calcaires ont conservé la trace de glissements synsédimentaires. Dans le synclinal des Brettes, les calcaires (souvent pseudo-conglomératiques et à débris au niveau du Portlandien) se présentent en bancs relativement minces (0,2 à 0,5 m) et admettent entre eux d'importantes intercalations marneuses. Le Tithonique devient alors difficilement séparable des formations qui l'encadrent et ne joue plus dans le paysage son rôle orographique habituel. La macrofaune du Tithonique est rare et difficilement dégageable; on citera seulement celle recueillie dans l'assise pseudo-conglomératique terminale du « saut de la Drôme » : *Himalayites rhodanicus*, *Proniceras pronum*, *Berriasella obtusenodosa*, *B. jacobi*, *B. subcallisto*, *B. moreti*. La microfaune est représentée en revanche par de nombreux Tintinnoidiens : *Crassicolaria parvula* et *Calpionella alpina* dans l'ensemble de la falaise, *Tintinnopsella carpathica*, rare, dans sa partie sommitale.

n1. Berriasien (et Portlandien supérieur *p. parte*) (50 à 120 m). Les assises attribuées au Berriasien sur la carte débutent très généralement par 10 à 30 m de calcaires très blancs, à pâte un peu crayeuse, donnant des éboulis sonores caractéristiques, qui couronnent la barre tithonique. Dans la moitié orientale de la feuille, ces calcaires renferment de nombreux silex blancs ou blonds, plus rarement foncés, se présentant en rognons ou bien en lits intercalés entre les bancs. D'après les faunes, la moitié ou les deux tiers inférieurs de cette formation appartient encore au Portlandien tandis que ses termes supérieurs sont déjà attribuables au Berriasien :

Portlandien : *Berriasella delphinensis*, *B. chaperi*, *B. lorioli*, *B. moreti*, *Phylloceras pychoicum*, *Pygope janitor*. **Berriasien** : *Berriasella grandis*, *B. paramacilenta*, *B. consanguinoides*, *Lytoceras municipale*, *Pygope diphyoides*. En quelques points du secteur NW de la feuille (saut de la Drôme, départ de la route des Salles, ravin à l'Ouest de Beaumont-en-Diois), les calcaires blancs sont précédés par une brèche bioclastique grossière, épaisse de quelques mètres, où l'on reconnaît des tiges d'Encrines, des radioles de *Cidaris*, des débris de Bryozoaires, des Polypiers, des Dasycladacées. Au-dessus des calcaires blancs, le Berriasien se présente comme une succession alternante de calcaires clairs à pâte fine, souvent tachés de rose, et de marnes et maño-calcaires. D'une façon générale les calcaires sont plus purs et plus épais (0,2 à 0,5 m) dans la partie inférieure de l'étage, où ils prédominent sur les marnes, tandis qu'ils deviennent plus argileux, diminuant d'épaisseur (10 à 20 cm) et admettent entre eux des niveaux marneux d'égale importance dans la partie supérieure. Cette constitution type du Berriasien souffre de nombreuses exceptions. A la bordure ouest de la feuille, dans le synclinal N-S Ruelles - col de Prémol, la moitié supérieure de l'étage devient

très marneuse au point d'avoir été confondue jusqu'ici avec le Valanginien. Dans le centre de la feuille, ainsi que dans le synclinal des Brettes, les marnes prédominent largement dans la partie médiane du Berriasien qui correspond alors, dans les paysages, à une zone déprimée comprise entre deux zones à relief plus accentué. Enfin, dans la majeure partie de la feuille, le Berriasien « moyen » est caractérisé, quel que soit son faciès global, par la présence de bancs peu épais (0,2 à 2 m) et peu nombreux de calcaires graveleux et bioclastiques dont le faciès et le contenu faunique diffèrent totalement de ceux des calcaires pélagiques normaux de l'étage. On doit noter encore la présence, à différents niveaux du Berriasien, de pseudo-conglomérats intraformationnels qui sont moins fréquents que ceux du Tithonique et qui s'en distinguent par la nature plus marneuse et plus tendre de leur ciment. Sous son faciès pélagique normal comme sous son faciès graveleux, le Berriasien est riche en fossiles : FACIÈS PÉLAGIQUE : **macrofossiles** : *Berriasella grandis*, *B. consanguinoides*, *B. lorioli*, *B. paramacilenta*, *B. rarefurcata*, *B. privasensis*, *B. boissieri*, *B. malbosii*, *B. picteti*, *B. callisto*, *B. carpathica*, etc., *Neocomites subalpinus*, *Spiticeras multiforme*, *Negrelliceras negreli*, *Dalmasicerias dalmasi*, *Neocosmoceras* aff. *breistrofferi*, *Ptychophylloceras semisulcatum*, *Lytoceras municipale*, *Pygope diphyoides*; **microfossiles** : *Calpionella alpina*, *Tintinnopsella carpathica* (abondante), *T. longa*, *Calpionellopsis simplex*, *C. oblonga*, *Lorenziella hungarica*, *Clypeina jurassica* et de nombreux Ostracodes (P. Donge et G. Le Hégarat, *B.S.G.F.*, 1966); FACIÈS GRAVELEUX : **macrofossiles** : Éponges, Encrines, Échinides, Polypiers, Brachiopodes, Lamellibranches, petits Rudistes; **microfossiles** : *Pfenderina neocomiensis*, *Trocholina alpina*, *T. elongata*, *T. infragranulata*, *Coskinolina* sp., *Textularidae*, *Miliolidae*, *Pseudocyclammina* sp., Dasycladacées.

n2. Valanginien (120 à 250 m). Cet étage, dont l'épaisseur croît régulièrement d'Ouest en Est, détermine dans la topographie une succession bien reconnaissable de dépressions. Il est formé essentiellement par des marnes gris bleuté, s'altérant superficiellement en jaune, en couches de 0,5 à 2 m, dans lesquelles s'intercalent en plus ou moins grande abondance des calcaires marneux peu épais (0,1 à 0,5 m). En règle générale mais non absolue, les marnes prédominent très largement dans les deux tiers inférieurs de l'étage tandis que la partie supérieure s'enrichit progressivement en calcaires. Les Ammonites, ordinairement pyrétiques, sont abondantes. Certaines se rencontrent dans l'ensemble de l'étage : *Neocomites neocomiensis*, *Neolissoceras grasi*, *Ptychophylloceras semisulcatum*, *Holcophylloceras calypso*, *Protetragnostes quadrisulcatum*, qu'accompagnent *Duvalia lata* et *Pseudobelus bipartitus*. D'autres ont une répartition chronologique plus limitée et permettent de définir trois zones paléontologiques superposées. **Valanginien inférieur** : *Kilianella roubaudi*, *K. lucensis*, *Thurmanniceras thurmanni*, *Th. salentina*, *Th. gratianopolitensis*, *Th. pertransiens*, *Berriasella drumensis*, *Saynoceras hirsutum*, *Hemilytoceras juilleti* et, comme Bélemnite, *Conobelus biconicus*. **Valanginien moyen** : *Saynoceras verrucosum*, *Kilianella superba*, *Olcostephanus perinflatus*, *O. astieri*, *Bochianites neocomiensis*, plus *Duvalia emericii*, *D. dilatata* et *Lamellaptychus didayi*. **Valanginien supérieur** : *Sarasinella ambigua*, *Himantoceras trinodosum*, *Distoloceras* cf. *longinodum* et *Lytoceras cryptoceras*. La microfaune, assez abondante, est peu caractéristique, la plupart des espèces se poursuivant dans les étages suivants. On signalera toutefois *Lenticulina nodosa* et *L. busnardoii* ainsi que l'association de quelques Tintinnoidiens : *Tintinnopsella carpathica*, *Calpionellites neocomiensis* et *Amphorellina lanceolata*. Dans la région de Saint-Julien-en-Beauchêne et de

Montbrand, l'Hauterivien surmonte directement l'horizon à *Saynoceras verrucosum* par suite de l'ablation des termes supérieurs du Valanginien (M. Moulade, thèse).

n3. Hauterivien (et Barrémien inférieur *p. parte*, 200 à 300 m). La base de l'Hauterivien est caractérisée sur ses 10 à 30 premiers mètres, en dehors du secteur SW de la feuille (régions de la Charce et d'Establet - Bellegarde) par un ou plusieurs gros bancs de calcaires roux, finement gréseux, à silex noirs, renfermant une microfaune benthique de petite taille (*Verneuilinidae*, *Textulariidae*, *Ataxophragmiidae*, *Miliolidae*) et des spicules d'Éponges. On peut y reconnaître localement la présence de rares grains de glauconie. Au-dessus de ce terme de base, l'Hauterivien est essentiellement représenté par une alternance très régulière de calcaires marneux, en bancs de 0,25 à 0,5 m, et de marno-calcaires, en bancs de 0,15 à 0,4 m, qui donne à ses affleurements un aspect rayé caractéristique. Vers le milieu ou le tiers supérieur de l'étage, une passée marneuse de 20 à 30 m correspond généralement à l'Hauterivien moyen tandis que l'Hauterivien supérieur comporte habituellement de gros bancs calcaires qui prédominent nettement sur les marnes. Pour des raisons de commodité cartographique, on a généralement réuni à l'Hauterivien, notamment dans les régions d'accès difficile, les termes marneux et marno-calcaires de la base du Barrémien qui ne s'en distinguent pas lithologiquement. Les Ammonites, presque toujours abondantes, permettent d'établir par leurs associations quatre subdivisions principales dans l'étage. **Hauterivien basal** : *Lyticoceras* sp. aff. *paraplesius*, *L. amblygonium*, *Olcostephanus astieri*, *Suboosterella heliacus*, *Acanthodiscus radiatus* (rare), *A. ottmeri*, *Leopoldia castellanensis*, *L. leopoldi*. **Hauterivien inférieur** : *Crioceratites duvali loryi*, *C. villersianus*, *Olcostephanus jeannoti*, *Spitidiscus incertus*, *Sp. intermedius*, *Sp. rotula*, *Dichotomites bidichotomus*, « *Neocomites* » *nodosoplicatus*. **Hauterivien moyen** : *Subsaynella sayni*, *Crioceratites duvali duvali*, *Acricoceras meriani*, *Macrophyloceras winckleri*, *Phyllopachyceras infundibulum*, *Ammonoceratites subfimbriatus*. **Hauterivien supérieur** : *Plesiospitidiscus ligatus*, *Pl. pseudoligatus*, *Balearites balearis*, *Pseudothurmannia angulicostata*, *P. picteti*, *P. mortilleti*, *Phyllopachyceras infundibulum*, *Ammonoceratites subfimbriatus*. Pour la microfaune, abondante mais assez peu caractéristique, on retiendra seulement *Haplophragmoides vocontianus*, qui paraît localisé dans les trois subdivisions inférieures et l'association de *Dorothia hauteriviana* et *Gavelinella sigmoicostata* qui correspond à la zone à *Pseudothurmannia angulicostata*. Sur la presque totalité de la feuille (angle SW excepté), l'Hauterivien présente, dans sa partie inférieure et dans ses assises sommitales, des figures de glissements synsédimentaires particulièrement nombreuses et caractéristiques.

n4. Barrémien (100 à 150 m). Les calcaires de cet étage, associés à ceux du Bédoulien, dessinent dans les paysages des falaises qui, bien que plus modestes que celles du Tithonique, sont toujours bien reconnaissables. Sur l'ensemble de la feuille, les 30 à 50 premiers mètres de l'étage correspondent à une alternance de calcaires marneux et de marno-calcaires en bancs assez minces dont le faciès est très voisin de celui de l'Hauterivien et qui, pour cette raison, ont souvent été rattachés cartographiquement à cet étage. Au-dessus vient une barre calcaire de 30 à 65 m d'épaisseur dont le faciès évolue du SW au NE de la feuille. Dans le SW (monoclinal de Bruis et de la Charce) son épaisseur atteint 65 m mais elle se subdivise en trois horizons calcaires de 15 à 20 m que séparent deux intercalations marneuses de 5 à 15 mètres. Les calcaires sont à pâte fine et renferment essentiellement, comme microfaune, des Radiolaires, des Foraminifères pélagiques et des spicules

d'Éponges. Quelques intercalations bioclastiques très minces et peu nombreuses montrent des Miliolites et des *Orbitolinidae*. En général, ces calcaires sont dépourvus de silex. Dans le centre ainsi que dans le Nord et le NE de la feuille, la barre barrémienne est ordinairement plus mince (30 à 40 m) mais plus compacte et comporte toujours en plus ou en moins grande abondance des niveaux bioclastiques souvent grossiers renfermant des Miliolites, des *Orbitolinidae*, des débris de Bryozoaires, d'Échinides, de Lamellibranches, parfois de Polypiers et d'Algues (Dasycladacées). Ces calcaires bioclastiques qui, dans le centre de la feuille, s'intercalent entre les bancs de calcaires fins, se développent progressivement en direction du Nord et du NE jusqu'à constituer la totalité de la barre. Celle-ci prend alors un faciès évoquant l'Urgonien qui a été distingué au Nord de Saint-Julien-en-Beauchêne. Dans ces parties centrale et nord-orientale de la feuille, les calcaires renferment toujours des silex en quantité modérée. Sur l'ensemble de la feuille, le Barrémien se termine par une assise essentiellement marneuse de 10 à 30 m d'épaisseur qui correspond à la « vire à *Heteroceras* » de la feuille Serres. En divers points de la carte, les assises du Barrémien montrent des figures de glissements synsédimentaires; celles-ci ne présentent toutefois ni la généralité ni l'importance des « slumping » de l'Hauterivien. Les Ammonites récoltées aux différents niveaux de l'étage conduisent à attribuer au Barrémien inférieur l'horizon marno-calcaire de la base et le tiers inférieur de la barre calcaire et au Barrémien supérieur tous les termes restants. Ces Ammonites sont : **Barrémien inférieur** : *Emericeras emeric*, *Hamulina astieri*, *H. subcincta*, *Anahamulina subcylindrica*, *Acrioceras tabarelli*, *Moutoniceras moutoni*, *Nicklesia pulchella*, *Pulchellia compressissima*, *Spitidiscus hugii*, *Barremites difficilis*, *Raspailiceras cassida*, *Phyllopachyceras infundibulum*, *Ph. milaschewitchi*, *Ammonoceratites densifimbriatum*. **Barrémien supérieur** : *Silesites seranonis*, *Parahoplites soulieri*, *Emericeras barremense*, *E. thiollieri*, *Lytoceras phestum*, *Macroscaphites yvani*, *Costidiscus recticostatus*. La microfaune, plus caractéristique que celle des étages précédents, comporte d'une part des Foraminifères pélagiques tels *Hedbergella sigali*, *H. infracretacea*, *Clavihedbergella* aff. *simplex*, d'autre part des Foraminifères et Ostracodes benthiques : *Palaeodictyoconus barremianus*, *P. cuvillieri*, *Palorbitolina lenticularis*, *Orbitolinopsis kiliani*, *Protocythere* gr. *œrtli-bedouliensis*.

n5. Bédoulien (20 à 100 m). Assise calcaire de faciès très voisin de celui du Barrémien qui présente le même enrichissement en éléments bioclastiques en direction du Nord et du NE. En dehors de la région s'étendant au Nord et à l'Ouest du Pilhon, où son épaisseur peut atteindre 100 m, sa puissance reste généralement de l'ordre de 20 à 40 m. Il est généralement très riche en silex qui constituent soit des rognons de grande taille soit des lits de plusieurs dm d'épaisseur. Dans le secteur NE de la feuille, le sommet des calcaires est parfois tronqué par une « surface durcie » que surmontent directement les marnes à Schakoïnes du Gargasien basal tandis que dans le synclinal de Lesches, le sommet du Bédoulien, bien daté par ses fossiles, englobe les 10 à 15 premiers mètres de marnes bleues rattachées cartographiquement au Gargasien. Les Ammonites récoltées dans le Bédoulien sont peu nombreuses : *Deshayesites deshayesi*, *Parahoplites consobrinus*, *Lytoceras phestum*, *Costidiscus recticostatus*. Micropaléontologiquement, l'étage est caractérisé par l'association d'*Hedbergella sigali* et d'*H.* aff. *planispira*.

c1-n6. Marnes bleues gargaso-albiennes (environ 300 m). Dans les secteurs où l'horizon gréseux repère de la base de l'Albien manque ou n'est pas

visible, la limite entre les marnes gargasiennes et les marnes albiennes n'a pas pu être dessinée et les deux étages ont été groupés sous une notation commune.

n6. Gargasien (70 à 120 m). Est représenté par des marnes bleues admettant presque toujours à leur base quelques minces intercalations gréseuses. Ainsi qu'il a été dit précédemment, lorsque le passage du Bédoulien au Gargasien est progressif, les 10 à 15 premiers mètres de marnes sont encore attribuables d'après leur faune à l'Aptien inférieur. Lorsqu'au contraire le passage est brusque, les marnes surmontant les calcaires bédouliens renferment dès leur base une microfaune caractéristique du Gargasien. Il peut arriver dans ce cas (bordure NE du synclinal de la Bâtie - Crémezin) que l'Aptien supérieur débute par un conglomérat à galets de calcaire bédoulien et soit très légèrement discordant sur son substratum. Dans le monoclinale de Bruis, un horizon de grès glauconieux à ciment calcaire, épais de 5 à 20 m, se place au niveau du Gargasien moyen; il en est de même dans le synclinal de Saint-Dizier - col de Rossas où cet horizon ne se présente cependant plus que sous forme de quelques petits bancs de faible épaisseur. Ces grès gargasiens sont inconnus dans les synclinaux du centre et du Nord de la feuille. Les Ammonites récoltées dans les marnes gargasiennes sont toujours pyriteuses. Elles proviennent en presque totalité de la partie inférieure de celles-ci et sont caractéristiques de la zone à *Nisum*. Ce sont : *Aconeceras nisum* (très rare), *Salfeldiella (Holcophylloceras) guettardi*, *S. opegana*, *S. lateumbilicata (Phylloceras baborense)*, *Gaudryceras numidum*, *Uhligella seguenzae*, *U. zurcheri*, *Colombiceras crassicostatum*, *Chelonicerus martini*, *Ch. royeri*, *Melchiorites emericus* var. *strigosa*, *Jauberticeras jauberti*, *Eotetragonites depressum*, *Neohibolites semicanaliculatus* (dans tout l'étage). Une seule pièce, recueillie plus haut dans la série, caractérise le Gargasien supérieur s. stricto (zone à *Subnodosum*) : *Eotetragonites raspaili*. Enfin, plusieurs petits bancs marno-calcaires intercalés dans la partie tout à fait supérieure des marnes ont livré : les uns (les plus bas) quelques Ammonites clansayésiennes (*Hypacanthoplites jacobi*, *H. elegans*), les autres une espèce caractérisant l'extrême base de l'Albien (*Hypacanthoplites trivialis*). Les Microforaminifères, toujours abondants, permettent de distinguer les trois zones de l'étage : **Gargasien inférieur** : *Schakoina cabri*; **Gargasien supérieur s. stricto** : *Globigerinelloides ferreolensis*, *G. algerianus*, *G. blowi*, *Hedbergella trocoidea*, *Gavelinella barremiana*; **Clansayésien** : *Ticinella bejaouensis*, « *Osangularia* » aff. *brotzeni*.

c1. Albien s. lato (environ 200 m). Il est représenté par une puissante série de marnes bleues qui ne se distinguent pas lithologiquement de celles du Gargasien. Dans le Sud de la feuille (monoclinale de Bruis), où l'Albien inférieur ne comporte pas d'intercalation gréseuse, la limite entre les deux étages n'a pas pu être dessinée. Dans tous les synclinaux situés plus au Nord, en revanche, des grès glauconieux plus ou moins épais se développent au sein des marnes. Dans les synclinaux de Saint-Dizier - col de Rossas, de Lesches et de Montbrand, ces grès, épais d'environ 10 m, correspondent à la partie supérieure de l'Albien inférieur. Dans le synclinal de la Bâtie Crémezin et au Nord du Pilhon, où ils atteignent 30 à 40 m d'épaisseur, ils représentent l'ensemble de l'Albien inférieur (sommets), de l'Albien moyen et de l'Albien supérieur s. stricto. Il s'ensuit que les marnes bleues qui les surmontent doivent être rapportées dans leur totalité au Vraconien. Sur la feuille Lucen-Diois, la macrofaune albienne est rare. Les quelques Ammonites récoltées proviennent toutes de la base de l'étage et appartiennent à la zone à

Tardefurcata : *Hypacanthoplites trivialis*, *H. milletianus*, *Leymeriella tardefurcata*. La microfaune est heureusement beaucoup plus abondante et mieux répartie; elle permet de définir quatre zones paléontologiques : **Albien inférieur** : *Ticinella bejaouensis*, *Pleurostomella subnodosa*, *Hedbergella trochoidea*; **Albien moyen** : *Hedbergella planispira*, *H. infracretacea*, *Gavelinella* cf. *minima*; **Albien supérieur s. stricto** : *Globigerinelloides breggiensis*, *Rotalipora ticinensis*; **Vraconien** : *Planomalina buxtorfi*, *Rotalipora appenninica*, *Schakoina moliniensis*, *S. bicornis*.

c2. Cénomanién (75 à 140 m). Dans tous les synclinaux où ses dépôts ont été conservés, le Cénomanién est représenté par une alternance monotone de calcaires marneux gris à patine jaunâtre, en bancs de 0,3 à 0,5 m, et de marnes gris bleuté très finement sableuses. Son épaisseur diminue du Sud au Nord : 140 m au Sud de Bruis (synclinal de Pommerol), 100 m à la Bâtie Crémezin, 75 m au Pilhon - montagne Chauvet. Les macrofossiles recueillis jusqu'ici sur l'étendue de la feuille sont rares : *Schloenbachia varians*, *Inoceramus crippsi*. En revanche les microfaunes sont abondantes, notamment au Pilhon et à la Bâtie-Crémezin; elles permettent de reconnaître trois zones paléontologiques : **Zone inférieure** à *Rotalipora appenninica*, *R. brotzeni*, *Schakoina cenomana*, *Sch. bicornis*, etc.; **Zone moyenne** où *Rotalipora montsalvensis*, *R. cushmani* et *R. reicheli* s'ajoutent aux espèces précédentes; **Zone supérieure** à *Rotalipora cushmani*, *R. reicheli*, *R. greenhornensis*, *Praeglobotruncana algeriana*, *P. aumalensis*, *Hedbergella portsmouthensis*, etc.

c3. Turonien (et base du Coniacien, 200 à 250 m). Cet étage, qui surmonte en continuité de sédimentation le Cénomanién supérieur, s'observe d'une part à l'extrémité occidentale du synclinal de Pommerol (Pié Mat), d'autre part dans le synclinal de la Bâtie-Crémezin et dans le fossé d'effondrement du Pilhon - montagne Chauvet. A Pié Mat, les quelques mètres de grès glauconieux de sa base (visibles sur la feuille Serres dans l'ensemble du synclinal de Pommerol) sont masqués par des éboulis et la partie visible de l'étage correspond à 200-300 m de calcaires lités gris clair, souvent riches en silex noirs, qui se chargent de quartz et de glauconie vers leur sommet. A la Bâtie-Crémezin et à la montagne Chauvet, le Turonien inférieur est réduit à quelques mètres de calcaires blancs et de marnes, datés par l'association de *Praeglobotruncana praehelvetica*, *Hedbergella paradubia*, *Whiteinella inornata* et *Rotalipora cushmani*, car il est profondément raviné par le Turonien moyen gréso-conglomératique. Ce dernier, bien visible au Sud et au SE de la montagne Chauvet, est constitué par des grès très grossiers, brun roux, glauconieux, et par des conglomérats à galets de Cénomanién supérieur et de Turonien inférieur. Ces sédiments détritiques, dont l'épaisseur peut atteindre 40 m, sont lenticulaires et passent latéralement à des calcaires pélagiques. Ils sont datés par l'association de *Praeglobotruncana algeriana*, *P. helvetica*, *Globotruncana* aff. *angusticarinata*, etc. Au-dessus de ce Turonien moyen viennent environ 200 m de calcaires blancs bien lités, renfermant des rognons de silex, qui admettent encore dans leurs termes inférieurs quelques bancs de grès et des grains de quartz et de glauconie. A la Bâtie-Crémezin, où la partie supérieure de ces calcaires a été érodée, ce dernier ensemble correspond au seul Turonien supérieur. A la montagne Chauvet, où l'érosion a été moins forte, il représente le Turonien supérieur et la base du Coniacien. Ces calcaires, dont les bancs médians ont livré quelques Inocérames indiquant le sommet du Turonien supérieur (*Inoceramus* gr. *striatus*, l. cf. *waltersdorfensis hannoverensis*, l. gr. *schloenbachii*), sont bien datés par leur microfaune : à la base,

Praeglobotruncana helvetica, *P. indica*, *Globotruncana renzi*, *Gl. angusticarinata*, *Gl. pseudolinneiana*, *Gl. coronata* qui caractérisent l'Angoumien; au sommet *Globotruncana sigali*, *Gl. marginata* et *Gl. canaliculata* dont l'association avec une partie des espèces précédentes indique la base du Coniacien.

c5. Campanien p. parte maxima (250-300 m). Le Sénonien supérieur n'est représenté que dans le secteur NE de la feuille où ses assises constituent le massif culminant de Durbonas et la bordure sud du synclinal de Lus. Succédant à la phase orogénique santonienne, le Campanien repose en transgression et discordance totale sur tous les étages antérieurs depuis le Cénomaniens jusqu'au Jurassique terminal. Il correspond à une puissante série de calcaires en dalles, ou « lauzes », en bancs de 5 à 10 cm, alternant avec des lits de marnes gréseuses de même épaisseur. En quelques points, on le voit débiter par quelques dm ou quelques mètres de conglomérats discontinus à éléments calcaires et quartzeux. Les lauzes, où les spicules d'Éponges abondent, sont chargées de fins éléments quartzeux et micacés alignés en feuillets qui leur confèrent une structure zonée. A la bordure du synclinal de Lus, l'épaisseur du Campanien se réduit à 50 m par biseautage sous les calcaires transgressifs du Maestrichtien. Sur le territoire couvert par la feuille Luc-en-Diois, les lauzes n'ont pas fourni de fossiles. Leur âge campanien a pu toutefois être établi plus à l'Est (Agnielles, Montmaur) grâce à leur microfaune : *Globotruncana elevata*, *Gl. bulloides*, *Gl. arca*, *Gl. fornicata*, *Gl. cf. ventricosa*, *Stensioina exsculpta*, etc. On rappelle en outre l'ancienne découverte de *Scaphites hippocrepis* (P. Lory, 1900) près de Furmeyer.

c7-6. Campano-Maestrichtien (150 à 200 m). Le Crétacé supérieur de Durbonas et de Lus se termine par une puissante série de calcaires cristallins jaunâtres, dépourvus d'intercalations marneuses, à silex et zones silicifiées, se présentant en bancs de 5 à 20 cm dont le toit est souvent mamelonné. Ce sont des calcaires à spicules d'Éponges qui renferment en outre des Radiolaires et de nombreux débris de Bryozoaires et de Mollusques. Dans le massif de Durbonas ils admettent, non loin de leur base, deux petits niveaux lumachelliques à *Pycnodonta vesicularis* qui indiquent encore le Campanien; à la bordure du synclinal de Lus, certains de leurs bancs sont couverts de pistes de *Jereminella pfenderae*. L'attribution au Maestrichtien des termes supérieurs de ces calcaires est fondée, outre la présence de ces pistes de Vers, sur la découverte d'Orbitoïdés (Fontes et Dubois, 1962) dans des assises de même faciès et de même position du Dévoluy.

g3-2. Oligocène continental (30 à 100 m). Les formations rapportées à l'Oligocène sont localisées d'une part dans le fossé d'effondrement de la montagne Chauvet - Terre Rouge, à l'Est de Bonneval-en-Diois, d'autre part dans le massif de Durbonas où elles constituent un synclinal dont l'extrémité NW apparaît seule à la bordure de la feuille. Dans la première de ces deux régions, elles présentent le faciès « molasse rouge » et comportent essentiellement des conglomérats polygéniques à gros éléments, qui ravinent les assises diverses sur lesquelles ils reposent en discordance, et des marnes argilo-gréseuses rouges et lie-de-vin renfermant encore par places des lentilles conglomératiques. Leur épaisseur, difficile à préciser étant donné la structure extrêmement complexe du fossé où ils sont conservés, atteint au moins 100 mètres. Les marnes argileuses rouges sont à l'origine de glissements de terrain parfois catastrophiques (Mondorès). Dans le massif de Durbonas, l'Oligocène affleurant sur la carte est représenté par une trentaine de mètres

de marnes argileuses verdâtres auxquelles sont associés des calcaires lacustres blancs avec silex en rognons et en lits. Aucun fossile n'a été découvert jusqu'ici dans ces différents dépôts sur le territoire de la feuille Luc-en-Diois; c'est par comparaison avec les formations analogues de Lus et de Montmaur, où ont été trouvés *Lymnaea coenobii*, *Planorbis* cf. *cornu* et *Sphaerium gibbosum*, qu'on les attribue à l'Oligocène (Aquitanien).

G. Moraine du lac de la Sagne. Formation non stratifiée, très hétérogène et hétérométrique, occupant en partie la vallée de la Condamine (Est d'Aspremont) où elle détermine l'existence du petit lac de la Sagne. Ses éléments, parfois très volumineux, sont d'origine alpine (quartzites du Trias et roches cristallines *p.p. max.*).

Fx1. Haute terrasse fluvio-glaciaire du Buech (150-180 m). Cette terrasse, qui couronne le plateau du bois de Sellas et la crête du bois de Mias, est formée d'éléments assez fortement hétérométriques (5 à 30 cm), irrégulièrement cimentés, ayant pour la plupart une origine alpine. Ce sont essentiellement des quartzites du Trias et, en proportion plus faible, des roches cristallines plus ou moins altérées, des grès houillers et des grès du flysch. Des éléments d'origine régionale, où dominent des calcaires tithoniques, accompagnant ces éléments « alpins ».

Fx2. Basse terrasse fluvio-glaciaire (60-80 m). Cette terrasse, bien représentée à l'aérodrome d'Aspres-sur-Buech, est formée d'éléments hétérométriques fortement cimentés où dominent les galets calcaires d'origine régionale mais où s'observent également, en assez grande abondance, des éléments alpins (quartzites du Trias essentiellement, grès houillers, grès du flysch et roches cristallines accessoirement). On a figuré sous la même teinte et la même notation la terrasse la plus élevée de la vallée de la Drôme dont l'altitude relative est comparable mais qui ne renferme pas d'éléments alpins. Dans l'une et l'autre des deux vallées, on a réuni à cette terrasse les glacis qui s'y raccordent.

Fy1. Haute terrasse fluviale (20-30 m). Dans la vallée du Buech, cette terrasse est formée d'éléments de petite taille, ne dépassant jamais 5 à 10 cm, qui ne sont pas ou qui ne sont que très faiblement cimentés. La presque totalité de ces éléments est d'origine régionale (calcaires jurassiques et crétacés); les éléments cristallins sont absents mais on reconnaît quelques rares galets de quartzites et de grès « alpins » vraisemblablement empruntés aux terrasses précédentes. Dans la vallée de la Chauranne, cette terrasse devient très limoneuse et diminue rapidement d'altitude relative pour ne plus atteindre que 5 à 6 m à quelques km en amont du confluent avec la vallée du Buech. Elle a livré à l'Est de Saint-Pierre-d'Argençon (G. Mazonot, 1955) une faune malacologique attribuée à l'Holocène, mais on y a également récolté, au même point, quelques silex taillés paraissant indiquer (dét. D^r Cheyrier) l'Aurignacien et plus précisément le « niveau des lamelles Dufour ». Les glacis se raccordant à cette terrasse ont été figurés sous la même teinte et la même notation qu'elle.

Fz1^A. Limons du Forest. Dans la région comprise entre le village du Forest et la rive droite du Buech, 5 à 10 m de limons grisâtres renfermant des poupées calcaires reposent à la fois sur les marnes oxfordiennes et sur les alluvions récentes (Fz1) du Buech. Ils ont livré des pollens et des spores

ainsi que des Ostracodes qui n'ont pas de valeur chronostratigraphique précise mais qui renseignent sur le climat et le milieu de dépôt. Les premiers (dét. H. Vilain-Méon) indiquent un climat froid, montagneux, plutôt sec qu'humide : ce sont des pollens de Pins, Noisetier, Charme, Chêne, Rhamnacées, Rubiacées, Graminées, Armoise, Géraniacées et des spores de Bryophytes et Ptéridophytes. Les seconds (dét. G. Carbonnel) sont *Candona balatonica*, *C. nov. sp.*, *C. aff. protzi*, *Ilyocypris bradyi* qui caractérisent des eaux alcalines douées d'un certain courant.

Fz1. Alluvions récentes des fonds de vallées et des cuvettes. Elles déterminent, dans les vallées de la Drôme, du Buech, de l'Oule et de leurs principaux affluents, une très basse terrasse de 2 à 3 mètres.

Fz2. Lit majeur des grands cours d'eau (Drôme, Buech et leurs principaux affluents).

Glissements rocheux en masse. Masses rocheuses pouvant dépasser 1 km de longueur, constituées le plus souvent par les calcaires du Jurassique terminal, plus rarement par ceux du Bédoulien. Bien qu'il s'agisse de formes d'érosion et non d'accidents tectoniques, ces masses rocheuses se rencontrent de préférence dans les zones structurellement complexes où le fractionnement par failles et laminage des assises dont elles sont originaires a permis et facilité le déchaussement préalable à leur glissement.

E. Éboulis stabilisés, rocheux ou terreux et produits éluviaux.

Écroulements rocheux. Ces écroulements se distinguent des éboulis consolidés normaux par leur nature uniquement rocheuse et par la taille volumineuse de leurs éléments. On les observe souvent au pied des glissements rocheux en masse, mais ils se rencontrent également au bas de falaises « en place » de calcaires tithoniques ou, plus rarement, bédouliens.

J. Cônes de déjection torrentiels. Seuls ont été dessinés les plus étendus et les plus caractéristiques de ces cônes.

Glissements de terrains. La « molasse rouge » oligocène (Mondorès), les « marnes bleues » gargaso-albiennes (col de Carabès - Bâtie des Fonds, combe Fère au NW de Montbrand, Sud et Est de la montagne Chauvet) et les marnes valanginiennes (Pra Boyer) sont à l'origine de grands glissements « boueux » dont la stabilisation paraît encore plus ou moins imparfaite.

Ev. Éboulis vifs. Ces éboulis n'atteignent une importance un peu notable qu'au pied de la falaise campanienne de Durbonas, de la falaise turonienne (hors carte) du synclinal de Pommerol et de la falaise rauracienne du Quigouret. Des témoins plus modestes s'observent en différents points au pied de falaises jurassiques et barrémo-bédouliennes.

APERÇU STRUCTURAL

De même que ses voisines, la région couverte par la feuille Luc-en-Diois présente un style tectonique très souple découlant de la nature des terrains qui la constituent. La série stratigraphique ne comporte en effet, non compris le Sénonien supérieur dont le dépôt est postérieur à la première phase orogénique majeure du Santonien, que 550 m d'assises franchement calcaires se

répartissant en quatre horizons distincts de 100 à 250 m d'épaisseur qui se trouvent noyés dans plus de 3 000 m de sédiments essentiellement marneux. S'ils jouent un rôle orographique important, ces horizons (« Rauracien », Tithonique, Barrémo-Bédoulien et Turonien) n'ont subi que de façon à peu près passive les déformations des assises éminemment plastiques qui les encadrent.

Jouant sur un tel matériel, les innombrables accidents de toute nature qui affectent la région lui ont conféré une structure particulièrement « brouillée » dont les traits directeurs ne se dégagent pas immédiatement. On retrouve cependant dans ce puzzle les caractéristiques principales de la tectonique vocontienne : d'une part des *plis* d'orientation E-W, consistant en synclinaux généralement larges et à fond plat et anticlinaux le plus souvent étroits, à flancs laminés et fréquemment chevauchants, d'autre part de grandes *fractures*, les unes méridiennes, les autres d'orientation NW-SE, qui, postérieures aux plis, les ont plus ou moins fortement déviés, laminés et décrochés. Ainsi qu'il a été dit dans l'Introduction de cette notice, une bande presque continue de « terres noires » *s. lato* (Dogger et Malm inférieur) coupe en deux le territoire de la feuille suivant une diagonale SE-NW. Cette bande, qui ne correspond pas à un anticlinal unique mais constitue toutefois une « zone anticlinale » très évidente, sépare l'un de l'autre deux secteurs complexes ayant une valeur synclinale d'ensemble. Les autres traits structuraux marquants de la feuille sont tout d'abord les deux grands accidents méridiens de « la Motte-Chalancon - Jonchères - Die et son diverticule d'Establet - Bellegarde - Reyssas » et de « la Pierre - montagne Chauvet - Terre Rouge - col de Grimone ». Le premier de ces accidents, dont l'étude géophysique a montré qu'il intéressait le « socle », a provoqué, suivant la règle générale reconnue en fosse vocontienne pour les fractures de ce type, une surélévation relative de son compartiment occidental et le déplacement relatif vers le Sud — traduit par le rebroussement nord des plis venant à son contact — de son compartiment oriental. Le second accident qui, d'après les données géophysiques, paraît n'intéresser que les terrains de couverture, est beaucoup moins simple. A partir de la vallée de la Chauranne, où il change de direction et où il interrompt localement la « zone anticlinale » de « terres noires » définie plus haut, il se double à l'Ouest et à l'Est d'une série d'accidents grossièrement parallèles qui déterminent un fossé d'effondrement extrêmement complexe où tous les terrains ont été soumis à des torsions et à des laminages intenses. Contrairement à la règle habituelle, c'est ici le compartiment oriental qui est surélevé par rapport au compartiment occidental. Aux deux accidents méridiens qui viennent d'être décrits s'ajoutent des accidents d'orientation SE-NW dont les plus importants sont la grande « déchirure » de « Pra Boyer - Rossas - col de la Caille - Brescuègne - col Charupia - Serre Chabeydan » et l'anticlinal de Saint-Pierre-d'Argençon - la Beaume.

Déviés, tronçonnés et laminés par les grands accidents précédents et par d'autres de moindre ampleur, les plis E-W qui affectent le territoire de la feuille Luc-en-Diois se suivent avec une certaine difficulté d'un bord à l'autre de la carte. On peut toutefois reconnaître, du Nord au Sud et de l'Est à l'Ouest, les principaux synclinaux et anticlinaux suivants.

— Synclinal de Lus dont le bord méridional, seul apparent sur la carte, est morcelé par plusieurs décrochements méridiens. Il se prolonge, à l'Ouest du fossé d'effondrement de Terre Rouge et de l'anticlinal S-N qui le borde à l'Est, par les affleurements néocomiens de Souvestrière-Quatre-Vents qui appartiennent à la bordure méridionale du synclinal de Creyers - Boulic (hors carte).

— Zone anticlinale complexe de Saint-Julien-en-Beauchêne avec ses deux axes principaux de la Jasille - Vaunières et de la Cuillera - col du Tat que

sépare le synclinal peu marqué de Montamat. Cette zone anticlinale montre une nette surélévation axiale à l'approche du fossé de Terre Rouge. Son prolongement vers l'Ouest est un peu incertain étant donné la largeur et la complexité de la zone accidentée méridienne contre laquelle elle se bloque. Il semble toutefois que l'axe de la Jasille-Vaunières se poursuive par l'anticlinal de Bonneval - Grande Blache - Rocher des Murs - col du Fays - Luzerand et Recoubeau (hors carte) et que l'axe du col du Tat soit prolongé, au-delà de la zone effondrée des Boumeliers - col des Miaux, par l'anticlinal de Miscon - Luc-en-Diois qui se rattache à l'Ouest à l'anticlinorium de « terres noires » de la Drôme. Dans cette hypothèse, le synclinal de Montamat se prolongerait par le petit lambeau synclinal de Serre Long et se poursuivrait, au-delà du fossé d'effondrement de Terre Rouge - Mondorès, d'abord par le synclinal pincé et déversé du col de Vabre - crête des Ubacs puis, après la zone haute de Miscon, par le synclinal assez plat, mais fortement accidenté sur son flanc sud, du sommet des Brettes - montagne de Cerne. L'anticlinal de Bonneval, à partir de Chaume Rousse, et celui de Miscon, sur toute sa longueur, chevauchent nettement les synclinaux qui les bordent au Nord en provoquant l'écrasement et le renversement plus ou moins prononcé des flancs sud de ces derniers.

— Synclinal des Roumilles - Montbrand qui, très pincé dans sa partie orientale, s'étale et se dédouble à partir de Montbrand en même temps qu'il se relève à l'approche du fossé d'effondrement du Pilhon - montagne Chauvet. Ce synclinal se prolonge tout d'abord, à l'intérieur du fossé, par la montagne Chauvet et par le synclinal effondré du Villars. Plus à l'Ouest, il se poursuit par le synclinal fortement dissymétrique de la Bâtie-Crémezin puis, au-delà de la faille méridienne de Beaurières - col Louis - col de Gargas, par le large synclinal surélevé à fond plat de Lesches - Grand Devès. Sur sa bordure SE, la branche méridionale du synclinal de Montbrand est affectée d'un repli anticlinal fortement dissymétrique qui se termine vers l'Ouest par la pittoresque « boutonnière » de la Beaume. Le flanc sud de cet anticlinal est laminé par un accident de tracé très curieux qui, prolongeant la faille bordière orientale du fossé Terre Rouge - montagne Chauvet, tourne brusquement à l'Est au voisinage de la Beaume et prend enfin une direction NE jusqu'à la Mounière où il prend fin. Contrairement à ce que pourrait laisser penser la forme de ce tracé, il ne s'agit pas d'une faille plate soulignant un chevauchement, mais d'une faille verticale ou subverticale.

— Anticlinal de Guimpe - la Rochette - Faucon - sommet de l'Aiguillon. Cet anticlinal dissymétrique, à flanc nord fortement redressé, se raccorde vers le SW à la branche Saint-Pierre-d'Argençon - la Beaume de l'anticlinorium d'Aspremont *s. lato*.

— Massif de Durbonas. Le synclinal des Roumilles et les deux anticlinaux qui l'encadrent disparaissent en tunnel vers l'Est sous les assises subhorizontales du Sénonien supérieur transgressif de ce massif. La discordance majeure qui s'observe dans ce secteur montre de façon particulièrement spectaculaire l'importance des plissements et des érosions provoquées par la phase orogénique anté-campanienne (Ch. Lory, 1860; P. Lory, 1896 et 1897).

— Cuvette synclinale de la Faurie. Synclinal subcirculaire à fond très plat résultant vraisemblablement de l'interférence des déformations E-W de la phase orogénique santonienne et des déformations méridiennes ultérieures. On peut admettre qu'il fait partie structurellement de l'anticlinorium d'Aspremont *s. lato*. Le bord SW de cette cuvette est accidenté par un petit repli anticlinal et une fracture dont l'orientation SE-NW est la même que celle

de l'anticlinal de Saint-Pierre-d'Argençon - la Beaume, de la faille la Pierre - Bénillon et de l'accident Pra Boyer - Rossas.

— Anticlinorium d'Aspremont. Cet anticlinorium, où apparaissent les assises les plus anciennes de la feuille, correspond à une zone haute où viennent confluer les anticlinaux de Saint-Pierre-d'Argençon - la Beaume et de la Pierre - Duffre. Il est comparable à celui de Laragne auquel il se rattache d'ailleurs par-delà l'extrémité orientale du synclinal de Serres (hors carte).

— Anticlinal de Saint-Pierre-d'Argençon - la Beaume. Anticlinal d'orientation SE-NW, très vraisemblablement plus jeune que les plis E-W résultant de l'orogénèse santonienne, qui constitue le premier tronçon de la « zone anticlinale » traversant la feuille en diagonale depuis la vallée du Buech jusqu'à celle de la Drôme. Son flanc SW est affecté de replis complexes plus ou moins écaillés dans lesquels sont pincés des lambeaux de Malm supérieur. Un peu au-delà de la Beaume, il bute contre l'extrémité sud du fossé d'effondrement de la montagne Chauvet qui est occupé ici par des marnes et calcaires marneux du Néocomien. Au-delà de cette zone effondrée, il se prolonge par l'anticlinal du col de Cabre - Beaurières - Villaret - Cheylard - col de Poyols qui vient se fondre, au Nord du village de Poyols, dans l'anticlinorium de la Drôme. Depuis la montagne de Catorte, à l'Est de Beaurières, jusqu'à la montagne de Salles, le flanc nord très laminé et parfois écaillé de cet anticlinal est déversé, ou même franchement chevauchant (Cuchet de la Sourde), sur le bord méridional des synclinaux de la Bâtie-Crémezin et de Lesches - Grand Devès.

— Synclinorium de Valdrôme - Saint-Dizier-en-Diois - Bellegarde. Les synclinaux de Valdrôme, de Saint-Dizier-en-Diois et de Bellegarde, qui paraissent tout d'abord constituer des unités indépendantes, font partie en réalité d'un seul grand ensemble synclinal que subdivisent simplement et déforment l'anticlinal de Siagnes - les Chitons et les accidents de la Pierre - Banillon, de Cherenc, de Pra Boyer - col de Caille - Serre Chabeydan, de l'Aiguille - Pié Pellier - Bellebarde et d'Establet - Bellegarde - Reyssas. Ces accidents, dont la carte rend compte, sont trop nombreux et trop complexes pour être décrits dans cette notice. Ce sont eux qui sont responsables de l'orientation actuelle SE-NW, ou même franchement S-N pour celui de Bellegarde, de ces différents synclinaux alors que l'alignement des témoins de « marnes bleues » du col de Carabès, de Valdrôme et de Saint-Dizier indique une orientation originelle E-W du grand synclinal initial.

— Anticlinal de la Pierre - Duffre - les Buisses - Peyre Grosse - Serre Beaupont - col de la Sausse - Rottier. L'unité de ce grand anticlinal ressort, malgré les décrochements provoqués par les failles de Pra Boyer - col de la Caille, de Peyre Grosse et du Serre Embout, de celle du synclinal de Serres - Pommerol qui le borde au Sud en dehors de la carte. Entre le Duffre et le Sud du col de Rossas, son chevauchement sur les synclinaux de Valdrôme et de Saint-Dizier détermine le laminage de son flanc nord. Ce flanc réapparaît brusquement à l'Ouest du décrochement de Serre Embout mais l'axe du pli, bien visible dans la boutonnière du Peyssias - l'Aiguille et la demi-fenêtre du ruisseau d'Establet, demeure fortement faillé. A Motte Vieille, au NW de Rottier, la présence de Tithonique et de Berrias décalés verticalement de plus de 500 m par rapport à ceux de la montagne des Ruelles et celle d'un important glissement rocheux en masse indiquent l'existence, sous les éboulis couvrant le flanc nord du pli, d'une grande faille qui est ici cachée mais qui apparaît juste en dehors de la carte, à la bordure de la feuille Dieulefit.

— Synclinal des Ruelles - col de Prémol. Compris entre le grand accident de la Motte-Chalancon - Jonchères - Die et son annexe d'Establet - Bellegarde - Reyssas, ce synclinal peu profond, qui est surélevé par rapport à celui de Bellegarde, présente une orientation S-N conforme à celle des fractures qui l'encadrent.

— Synclinal de Pommerol. Ce synclinal, bien développé sur la feuille Serres, ne montre sur la feuille Luc-en-Diois que son flanc nord (monoclinal de Bruis-la-Charce) et une petite fraction de son axe (Pié Mat). Il est brusquement interrompu au SW de Rottier par une faille faisant buter ses différents termes crétacés contre l'Oxfordien *s. stricto* de l'anticlinorium de la Motte-Chalancon.

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET OROGÉNIQUE

La série des assises représentées sur la feuille Luc-en-Diois indique que, en dehors d'un bref retrait local et momentané durant une partie du Turonien inférieur, ce secteur de la fosse vocontienne a été recouvert par la mer depuis le Bathonien au moins jusqu'au Coniacien et a été le siège de ce qu'il est convenu d'appeler une sédimentation continue. Les différences de nature et d'épaisseur des étages successifs témoignent cependant que les conditions paléogéographiques et paléobathymétriques ayant présidé à l'accumulation des sédiments ne sont pas restées identiques durant toute cette longue période. Le caractère tantôt franchement terrigène, tantôt mixte, tantôt purement pélagique des dépôts indique tout d'abord des variations dans la nature et le volume des apports, c'est-à-dire des modifications du cadre géographique et des caractéristiques bathymétriques du bassin. Par ailleurs les pseudo-conglomérats intraformationnels du Tithonique et du Berriasien, les figures de glissements synsédimentaires du Séquano-Kimméridgien, de l'Hauterivien et du Barrémo-Bédoulien et, pour une part au moins, les niveaux bioclastiques du Berriasien et du Barrémo-Bédoulien témoignent d'une certaine instabilité des fonds marins et de la formation de rides et de hauts-fonds plus ou moins étendus.

Une modification très importante dans les conditions de sédimentation est marquée, à la limite du Bédoulien et du Gargasien, par le passage de la sédimentation essentiellement calcaire, qui avait prévalu depuis le « Rauracien », à une sédimentation argileuse et argilo-sableuse de caractère nettement terrigène. Ce passage, toujours rapide, a pris dans certains secteurs un caractère brutal que souligne la présence de « fonds durcis » et même, localement, d'un conglomérat de remaniement. La nature terrigène du Gargasien et de l'Albien résulte très probablement d'une surélévation du Massif Central et peut être regardée comme le premier indice des mouvements orogéniques ultérieurs. Le Cénomaniens, le Turonien et le Coniacien correspondent dans leur ensemble au retour d'une sédimentation essentiellement calcaire. Dans le Sud de la feuille (synclinal de Pommerol : Pié Mat), cette sédimentation fut seulement interrompue au Turonien inférieur par un bref intermède gréseux marquant le prolongement vers le Nord des « grès rouges » de Dieulefit. Dans le Nord de la feuille, le profond ravinement marquant la base du Turonien moyen gréséo-conglomératique indique que les mouvements épirogéniques responsables de la formation des « conglomérats des Gâs », à la bordure SE du Vercors, furent sensibles jusque dans la région de la montagne Chauvet et de la Bâtie-Crémezin. Toutefois, les calcaires à microfaune pélagique du Turonien supérieur et du Coniacien

de cette même région montrent que ces mouvements n'eurent qu'un effet momentané et relativement modeste dans cette partie du Diois oriental.

L'histoire orogénique proprement dite du Diois ne débuta en effet qu'au Santonien, cet âge étant celui où se formèrent tous les grands plis E-W qui lui confèrent son caractère structural dominant. La phase orogénique santonienne, qui fut immédiatement accompagnée d'érosions intenses, est une phase majeure. Ces effets furent sans doute plus importants à l'Est qu'à l'Ouest si l'on en juge par la forme des plis, mais elle ne se limita pas au seul secteur du Beauchêne car les synclinaux et anticlinaux de celui-ci traversent la carte jusqu'à sa limite occidentale. Malgré la légère discordance qui s'observe entre le Campanien et le Maestrichtien dans le synclinal de Lus, on peut dire que la phase orogénique santonienne a été suivie, durant toute la durée du Sénonien supérieur, d'une période de calme. La suite de l'histoire orogénique du Diois oriental est beaucoup plus difficile à reconstituer d'après les seules données fournies par le territoire de la feuille car l'absence de sédiments tertiaires autres que l'Oligocène continental du fossé de montagne Chauvet - Terre Rouge ne permet pas d'en dater les différentes phases avec précision. Sur un plan général, on peut avancer avec certitude : 1^o - que la totalité de la région fut rattachée au domaine continental après le dépôt des derniers calcaires maestrichtiens, 2^o - que les plis E-W résultant de la phase orogénique santonienne ont été affectés à plusieurs reprises, depuis la fin du Crétacé, par des accidents d'orientations et de types différents. Pour ce qui est de l'âge de ces accidents, les faits observables sur la feuille Luc-en-Diois ou à son voisinage immédiat (synclinal de Lus) permettent seulement de dire, en schématisant un peu les choses et sans entrer dans le détail : 1^o - que des mouvements se sont produits durant la période comprise entre le Maestrichtien (ou même l'Éocène inférieur?) et le dépôt de la « molasse rouge » réputée aquitaine; 2^o - que l'effondrement du fossé de la montagne Chauvet - Terre Rouge est postérieure au dépôt de cette même molasse et qu'il en est très vraisemblablement de même pour les autres grands accidents N-S; 3^o - que les accidents longitudinaux (failles, laminage et chevauchements) affectant les plis E-W ont précédé les accidents SE-NW qui les décrochent et que les uns et les autres sont antérieurs aux accidents N-S qui les bloquent ou les dévient. Aller au-delà obligerait à faire appel à des considérations étrangères au territoire de la feuille Luc-en-Diois.

HYDROGÉOLOGIE, MINES ET MATÉRIAUX UTILES

Lorsque les conditions topographiques et structurales s'y prêtent, toutes les assises calcaires existant dans la série des étages donnent naissance, au contact des marnes sur lesquelles elles reposent, à des sources de débit généralement limité (quelques litres/minute à quelques litres/seconde). D'autres horizons aquifères, intéressants par leur forte perméabilité, sont les écroulements rocheux en masse et les éboulis, lorsqu'ils reposent sur un substratum imperméable. Enfin les terrasses alluviales et les alluvions de fond de vallées renferment également des ressources qui paraissent toutefois assez peu exploitées.

Au NE de Saint-Pierre-d'Argençon, dans la vallée de la Chauranne, une source minérale dénommée « Fons Vineuse » a donné lieu à une exploitation qui paraît actuellement en sommeil.

Sur le plan minier, des recherches ont été entreprises autrefois, dans les concessions actuellement abandonnées de la *Piarre*, des *Prés* (col de Saint-Pierre et anticlinal des Arcs) et de *Charens* (Serre de la Molle), sur des filons plombo-zincifères localisés dans les calcaires « rauraciens » et tithoniques.

Pour les matériaux utiles, on ne peut citer que quelques « gravières » ouvertes dans la terrasse de 20-30 m (Fy1) et dans le lit majeur de certains cours d'eau.

DOCUMENTS CONSULTÉS

- Diplômes d'Études supérieures et cartes inédites au 1/20 000 de MM. G. Arens, E. Bardagot, J.-L. Berthon, J. Bonnefous, R. Charlot, J.-P. Drouhin, R. Leflaive, S. El Roh, Chr. Willm.
- Thèse de 3^e cycle de H. Rouvier (1960).
- Carte géologique de la France au 1/80 000, feuille Die (1^{re} et 2^e éditions).
- Documents inédits de M.-F. Rivier, pour le Dogger d'Aspremont, et de M.-B. Porthault, pour le Crétacé supérieur.
- Ouvrages et notes de MM. P. Donze et G. Le Hégarat (1966), J. Flandrin (1966), J. Goguel (1944 à 1963), G. Le Hégarat et Remane (1968), P. Lory (1897), M. Moullade (1966), M. Moullade et J.-P. Thieuloy (1967), V. Paquier (1900), B. Porthault (1962 à 1968).

J. FLANDRIN

