



HAL
open science

Les chaînes subalpines entre Gap et Digne : contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises

Emile Haug

► **To cite this version:**

Emile Haug. Les chaînes subalpines entre Gap et Digne : contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises. Stratigraphie. Université de Paris, 1891. Français. NNT : . tel-00825134

HAL Id: tel-00825134

<https://theses.hal.science/tel-00825134>

Submitted on 23 May 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THESE

Monsieur P. Lory

Hommage affectueux
de l'auteur

E. H.

LES

CHAINES SUBALPINES

ENTRE GAP ET DIGNE

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES SCIENCES
DOCUMENTATION
BP. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tel. 04 76 63 59 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: p.lory@ujf-grenoble.fr

19 AOÛT 2003

LES

CHAINES SUBALPINES

ENTRE GAP ET DIGNE

CONTRIBUTION A L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DES ALPES FRANÇAISES

PAR

Emile HAUG

Docteur ès-sciences
Chef des travaux pratiques au Laboratoire de Géologie
de la Faculté des Sciences de Paris

EXTRAIT DU BULLETIN

des Services de la Carte géologique de la France et des Topographies souterraines
Tome III. 1891-1892. — N° 21

Faculté des Sciences Paris
septembre 1891

PARIS

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET C^o, ÉDITEURS

15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

MÊME MAISON A LIÈGE, RUE DES DOMINICAINS, 7

1891

Tous droits réservés

MEMOIRE

DE

EDMOND HEBERT

PAR

EDMOND HEBERT

DE

EDMOND HEBERT

PAR

EDMOND HEBERT

DE

EDMOND HEBERT

A LA MÉMOIRE

D'EDMOND HEBERT

A

M. MUNIER-CHALMAS

Chargé du cours de Géologie à la Faculté des Sciences de Paris

MON MAITRE

Hommage de vive reconnaissance et de respectueux dévouement

LES

CHAINES SUBALPINES

ENTRE

GAP & DIGNE

CONTRIBUTION A L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE
DES ALPES FRANÇAISES

INTRODUCTION

La géologie des parties septentrionales des Alpes françaises est connue depuis longtemps dans ses grandes lignes, grâce aux travaux classiques d'Alphonse Favre et de Charles Lory ; il n'en est pas de même des parties méridionales de la chaîne, et certaines régions du sud du Dauphiné et de la Haute-Provence peuvent, actuellement encore, être considérées comme étant, au point de vue géologique, des moins explorées de toute la France. De ce nombre était certainement la partie des chaînes subalpines comprise entre Gap et Digne. Entourée presque de toutes parts de régions étudiées déjà dans leurs principaux traits par Lory (Gapençais, Embrunais), par M. Goret (Ubaye) et par MM. Garnier et Vélain (partie sud-est des Basses-Alpes) et touchant à l'ouest à la montagne de Lure, qui a fait l'objet d'un si beau travail de M. Kilian, la région que

je me propose d'étudier dans le présent mémoire n'était encore que fort mal connue.

M. Michel Lévy ayant bien voulu me confier, en collaboration avec M. Kilian, l'étude géologique des feuilles de Gap et de Digne de la carte au 1/80 000, je parcourus, dans les mois d'automne de 1888, 1889 et 1890, la surface comprise sur la carte ci-jointe au 1/200 000 et je visitai quelques points des régions adjacentes. Depuis 1888 j'étudie, au laboratoire de géologie de la Faculté des sciences de Paris, les fossiles jurassiques des Hautes et des Basses-Alpes recueillis pendant mes courses ou qui avaient été de toutes parts obligeamment mis à ma disposition. Ils feront prochainement l'objet d'un mémoire paléontologique.

Je ne saurais oublier de rappeler ici que mon travail fut commencé sous la haute direction de M. Hébert, dont j'ai été un des premiers à ressentir la perte et auquel je dois la plus vive gratitude pour la bienveillance qu'il m'a toujours témoignée. M. Munier-Chalmas n'a pas cessé de me prodiguer son précieux concours dans l'élaboration de ce mémoire. Je tiens à l'en remercier publiquement et à dire tout le profit que j'ai retiré de son enseignement si fécond en vues originales. Qu'il me soit permis aussi d'offrir mes remerciements à mon excellent ami M. Kilian, avec lequel j'ai pu faire plusieurs courses dans les Basses-Alpes et qui m'a fourni plus d'un précieux renseignement sur ma région; à M. Marcel Bertrand, pour les conseils qu'il a bien voulu me donner pour l'interprétation de quelques phénomènes orotectoniques compliqués; à M. Lacroix, pour le savant concours qu'il m'a prêté pour les détermination de roches; enfin aux personnes suivantes, qui ont gracieusement mis à ma disposition leurs collections particulières ou les collections placées sous leur direction: MM. Gaudry, Fischer, Douvillé, Pellat, à Paris; M. de Grossouve, à Bourges; MM. Ch. Lory et Kilian, à Grenoble (collection Jaubert); M. Sayn, à Montvendre; M. David Martin, à Gap; MM. Daimé, Bachelard et Honnorat, à Digne; M. Arnaud, à Barcelonnette. Je dois ajouter que j'ai trouvé, dans les collections de la Sorbonne, de nombreux matériaux, recueillis aux environs de Digne par M. Hébert et par M. Vélain.

LISTE DES OUVRAGES

RELATIFS A LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION

1. — 1779. **Guettard**. — Mémoires sur la minéralogie du Dauphiné. 2 vol. in-4°.
2. — 1830. **Gueymard**. — Sur la minéralogie et la géologie du département des Hautes-Alpes. In-8°, 121 p. 1 carte, Grenoble.
3. — 1834. **Ladoucette**. — Histoire, topographie, antiquités, usages, dialectes des Hautes-Alpes. 2^e édit. In-8°, 664 p. atlas 13 pl. Ouvrage présenté à la Société géologique dans la séance du 5 mai 1834. *Bull. Soc. géol.*, 1^{re} sér. t. IV, p. 381-386, 388-393.
4. — 1834. **Pareto**. — Observations sur le département des Basses-Alpes. *Bull. Soc. géol.* 1^{re} sér., t. IV, p. 183-196. pl. II, fig. 1-3.

5. — 1834. **Bertrand-Geslin**. — Note sur le gypse de Digne. *Bull. Soc. géol.* 1^{re} sér. t. IV, p. 337-363, pl. II, fig. 4-5.
6. — 1840. **Dufrénoy et Elie de Beaumont**. — Carte géologique de la France. 1/500 000.
7. — 1840. **Scipion Gras**. — Statistique minéralogique du département des Basses-Alpes ou description géologique des terrains qui constituent ce département, avec l'indication des gîtes de minéraux utiles qui s'y trouvent contenus. In-8°. 224 p. 1 pl. 1 carte. Grenoble.
8. — 1840. **Gueymard**. — Mémoire sur les calcaires altérés, magnésiens et dolomitiques des départements de l'Isère, des Hautes et des Basses-Alpes. *Bull. Soc. géol.* 1^{re} sér. t. XI, p. 432-452.
9. — 1842-49. **A. d'Orbigny**. Paléontologie française. Terrains jurassiques. T. I. Céphalopodes.
10. — 1847-60. **D'Archiac**. — Histoire des progrès de la géologie. 8 vol. in-8°.
11. — 1847. **Thiollière**. — Note sur les terrains jurassiques de la partie méridionale du bassin du Rhône. *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. V, p. 31-39.
12. — 1849-52. **A. d'Orbigny**. — Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques. 2 vol. in-18.
13. — 1850-52. **Id.** — Prodomme de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés. 3 vol. in-18.
14. — 1852. **Rozet**. — Preuve de l'existence d'anciens glaciers près des villes de Gap et d'Embrun (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. IX, p. 424-431. pl. II, fig. 4, 5.
15. — 1852. **Ch. Lory**. — Note sur les terrains du Dévoluy (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. X, p. 20-33.
16. — 1853. **Rozet**. — Mémoire géologique sur les Alpes françaises. *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. XII, p. 204-254. pl. VII.
17. — 1856. **De Villeneuve-Flayosc**. — Description minéralogique et géologique du Var et des autres parties de la Provence. In-8°, 532 p., avec carte 1/240 000. Paris.
18. — 1858. **Ch. Lory**. — Carte géologique du Dauphiné (Isère, Drôme, Hautes-Alpes).
19. — 1860-64. **Id.** — Description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme, Hautes-Alpes). In-8°, 748 p. Paris-Grenoble.
20. — 1861. **Jaubert**. — Note sur la grande oolithe de la Provence. *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. XVIII, p. 599-614.
21. — 1861. **Hébert**. — Observation sur la grande oolithe de la Provence. *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. XVIII, p. 614-614.
22. — 1862. **Id.** — Du terrain jurassique de la Provence; sa division en étages; son indépendance des calcaires dolomitiques associés aux gypses. *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. XIX, p. 100-121.
23. — 1863. **Coquand**. — Du terrain jurassique de la Provence, et surtout des étages supérieurs de ce terrain. *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. XX, p. 553.
24. — 1863. **Id.** — Sur l'existence des assises à *Avicula contorta* dans les départements du Var et des Bouches-du-Rhône. *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. XX, p. 426-441.
25. — 1868. **Dieulafait**. — Note sur l'oolithe inférieure, les calcaires à empreintes végétales et les calcaires à entroques, dans le Sud et le Sud-Est de la France. *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. XXV, p. 403-420.
26. — 1869. **Id.** — Etude sur la formation du Trias en Provence. In-8°. 66 p. 1 pl. Draguignan.

27. — 1870. **Id.** — Etude sur la zone à *Avicula contorta* et l'Infralias dans le Sud et le Sud-Est de la France. *Ann. des sciences géol.*, t. I. p. 337-496, pl. V-VII.
28. — 1870-72. **Surell.** — Etude sur les torrents des Hautes-Alpes. 2^e édit. avec une suite par E. Cézanne. 2 vol. in-8^o.
29. — 1870. **Dieulafait.** — Etude sur les couches comprises entre la formation jurassique moyenne et la formation crétacée dans les Alpes de Grenoble à la Méditerranée. *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. XXVII, p. 649-664.
30. — 1870. **Vélain.** — Nouvelle étude sur la position des calcaires à *Terebratula janitor*. *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. XXVII, p. 673-679.
31. — 1871. **Dieulafait.** — Extension, en Provence, de la grande oolithe et de sa partie supérieure en particulier. *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. XXVIII, p. 76-80.
32. — 1872. **Dumortier.** — Sur le véritable niveau des Ammonites viator et tripartitus. *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. XXIX, p. 148-158.
33. — 1872. **Vélain.** — L'oxfordien et le néocomien dans le midi de la France. *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. XXIX, p. 129-136.
34. — 1873. Société géologique de France. Réunion extraordinaire à Digne (Basses-Alpes) du 8 au 18 septembre 1872. *Bull. Soc. géol.* 2^e sér. t. XXIX, p. 597-747. Comptendu des séances et des courses par MM. Vélain et Dieulafait, secrétaires.
- Garnier.** — Trias, lias et oolithe de Barles, p. 617-625, pl. VIII, fig. 3-5.
- Coupe de Feston aux Dourbes, p. 641-656, pl. VIII, fig. 2-6.
- Terrains tertiaires de l'Asse, du Verdon et du Var, p. 692-704.
- Tournouër.** — Sur le terrain nummulitique des environs de Castellane, p. 707-719.
- Garnier.** — Sur les terrains jurassiques inférieurs des environs de Castellane, p. 732-737.
- Sur les principales failles de la région de Digne et de Castellane, p. 738-747.
- Garnier et Vélain.** — Essai d'une carte géologique de la région des Basses-Alpes parcourue par la Société géologique dans sa réunion extraordinaire de 1872. Pl. XI.
35. — 1873. **Th. Ebray.** — Stratigraphie des étages qui affleurent dans la cluse de Chabrières, près de Digne. (Observations de M. Vélain). *Bull. Soc. géol.* 3^e sér. t. I. p. 261-262.
36. — 1875. **Ch. Lory.** — Note sur des gisements de gypse dans le terrain jurassique de l'arrondissement de Gap. *Bull. Soc. géol.* 3^e sér. t. III, p. 17-22.
37. — 1878. **Garnier.** — Notice sur la collection d'efflorescences recueillies dans les terres noires des Hautes-Alpes et de la Drôme. Note sur l'extension du terrain néocomien dans le nord du département des Basses-Alpes. Exposition universelle de 1878. Ministère de l'Agriculture et du Commerce. Administration des Forêts. 1 broch. in-4^o, 26 p. Paris, Imprimerie nationale.
38. — 1883. **Ed.-F. Honorat.** — Note sur le *Pentacrinus tuberculatus*, du Sinémurien des Basses-Alpes. *Bull. de la Soc. scient. et litt. des Basses-Alpes.* 4^e annéc. 75 p.
39. — 1883. **Goret.** — Esquisse géologique du département des Basses-Alpes. *Ibid.* 4^e ann. nos 9, 11.
40. — 1885. — **Emm. Falot.** — Etude géologique sur les étages moyens et supérieurs du terrain crétacé dans le sud-est de la France. Thèse. *Ann. des sciences géol.* t. XVIII. Paris, Masson.
41. — 1886. **Vacek.** — Ueber die Fauna der Oolithe von Cap S. Vigilio, verbunden mit einer Studie über die obere Liasgrenze. *Abh. d. k. k. geol. Reichsanst.* Bd. XII, no 3 (p. 142-143).
42. — 1886. **Carez et Vasseur.** — Carte géologique de la France dressée sur la

- carte du dépôt des fortifications. 1/500 000. Paris, Comptoir géologique. Feuilles XII-N.O. (Valence) et XII-N.E. (Turin).
43. — 1886. **David Martin.** — Liste des gisements de spilite dans les Hautes-Alpes. *Bull. de la Soc. d'études des Hautes-Alpes.* no 18. 8 p.
44. — 1887. **Id.** — Excursions géologiques dans les montagnes de l'Embrunais. *Bull. de la Soc. d'études des Hautes-Alpes,* no 24, p. 337-354.
45. — 1887. **Goret.** — Géologie du bassin de l'Ubaye. *Bull. de la Soc. géol.* 3^e sér. t. XV, p. 539-555, pl. X.
46. — 1888. **Suess.** — Das Antlitz der Erde, t. II. Vienne et Prague.
47. — 1888. Carte géologique de la France à l'échelle du millionième, exécutée par le Service de la Carte géologique détaillée de la France.
48. — 1888. **W. Kilian.** — Description géologique de la montagne de Lure (Basses-Alpes). Thèse. In-8^o, 458 p. 3 cartes, 3 vues, 4 pl. de fossiles. *Ann. des sciences géol.* t. XIX, XX.
49. — 1889. **E. Haug.** — Sur la géologie des chaînes subalpines comprises entre Gap et Digne. Terrain houiller ; extension du Trias. *C. R. Acad. des Sciences.*
50. — 1889. **E. Haug.** — Lias, bajocien et bathonien, dans les chaînes subalpines entre Digne et Gap. *C. R. Acad. des Sciences.*
51. — 1889. **David Martin.** — Conservation des blocs erratiques Hauts-Alpins. *Bull. de la Soc. d'études des Hautes-Alpes,* no 29, p. 49-56.
52. — 1889. **Id.** — Liste des blocs erratiques les plus remarquables des Hautes-Alpes. *Bull. de la Soc. d'études des Hautes-Alpes,* no 30, p. 123-136.
53. — 1889. **Un éclectique.** — Les blocs erratiques du bassin de Gap. *Bull. de la Soc. d'études des Hautes-Alpes,* no 31, p. 173-178.
54. — 1889. Ministère des travaux publics. Exposition universelle internationale de 1889. Carte géologique détaillée de la France et topographies souterraines. VIII. Panneau de la Provence et des Alpes-Maritimes (notice rédigée par M. Bertrand), p. 92-134. In-8. Imprimerie Nationale.
55. — 1889. **W. Kilian.** — Nouvelles contributions à l'étude géologique des Basses-Alpes. *C. R. Acad. des Sciences.*
56. — 1890. **Jos. et Ed. Honorat-Bastide.** — Sur l'Oxfordien de Courbons (Basses-Alpes). *Feuille des jeunes naturalistes.* XX^e ann., no 240. 1^{er} oct. 1880. p. 192-194.
57. — 1891. **W. Kilian.** — Contributions à la connaissance géologique des chaînes alpines entre Moutiers (Savoie) et Barcelonnette (Basses-Alpes). Terrains antérieurs au jurassique. *C. R. Acad. des Sciences.*
58. — 1891. **Ph. Zurcher.** — Note sur la stratigraphie des environs du ravin de la Jaby près de Castellane; note sur l'existence du Muschelkalk dans les environs de Castellane. *Bull. des Services de la Carte géol. de la France.* T. II, no 18, p. 16-19, p. 24-25.
59. — 1891. **Ed.-F. Honorat-Bastide.** — Diagnoses de céphalopodes nouveaux ou peu connus du bajocien de Digne. In-8^o, 7 p. Extr. du *Républicain des Alpes* du 7 mars 1891. Manosque.
60. — 1891. **C. Diener.** — Der Gebirgsbau der Westalpen. 1 vol. in-8^o, 243 p. 2 cartes. Vienne.
61. — 1891. **M^{me} et M. Ed.-F. Honorat-Bastide.** — Sur les couches indécises du Lias et du Bajocien à Digne. *Assoc. franç. p. l'avanc. des Sc. Comptes-r. de la 19^e sess. Limoges 1890. Seconde partie,* p. 369-376.
- N. B. Les numéros placés dans le texte entre parenthèse correspondent à ceux de la présente liste bibliographique.

HISTORIQUE

Si la partie des chaînes subalpines comprise entre Digne et Gap n'a fait l'objet d'aucun travail géologique d'ensemble, le nombre des ouvrages dans lesquels il est fait mention de l'une ou l'autre des localités de la région est, par contre, assez considérable et certaines de ces localités ont donné lieu à de véritables études.

Le premier homme de science qui, à ma connaissance, ait visité nos chaînes subalpines en y recueillant des observations géologiques, est Guettard. Dans ses « *Mémoires sur la minéralogie du Dauphiné* », parus en 1779, il fait mention des gypses d'Avançon, de Notre-Dame-du-Laus, de Montrond, d'Upaix et de Vitrolles (1, t. II, p. 316, 349, 321); il décrit les argiles bariolées, le poudingue et la molasse de Montmaur (*Id.* p. 329) et c'est lui sans doute qui, le premier, cite les ammonites de la Bâtie-Vieille, près de Gap (*Id.* p. 771).

L'ouvrage de Gueymard « *Sur la minéralogie et la géologie du département des Hautes-Alpes* », publié en 1830 (2), contient une foule de faits très intéressants sur des vallées qui à l'heure qu'il est, sont encore fort peu connues; mais l'auteur est fort sobre de détails sur la partie du département qui rentre dans notre région et les environs de Remollon sont entièrement passés sous silence. Gueymard retrouve dans le Gapençais les subdivisions du Jurassique (son « second étage du lias ») qu'il avait établies pour l'Isère: les calcaires à bélemnites, les schistes à lucines, les marnes de Meylan et le calcaire de la porte de France. Il décrit les gypses de Lazer, d'Avançon, de Notre-Dame-du-Laus et de Saint-Apollinaire (2, p. 37, 63, 66) et fait mention de quelques affleurements de spilite, qu'il décrit sous le nom de variolite du Drac.

L'importante statistique des Hautes-Alpes, publiée par le préfet Ladoucette (3), n'offre aucun intérêt au point de vue géologique, si ce n'est par la liste de fossiles du terrain nummulitique de Faudon communiquée par Deshayes à l'auteur et insérée dans l'appendice avec une planche figurant quelques espèces nouvelles.

Le premier travail sur la géologie des Basses-Alpes paraît avoir été celui de Pareto (4). Cet excellent observateur donne en quelques pages un aperçu des plus remarquables sur la partie méridionale et orientale du département. Il est souvent plus près de la vérité que les auteurs qui sont venus immédiatement après lui; c'est ainsi que ses vues sur l'âge respectif des gypses de Digne et du Labouret n'ont été confirmées que bien plus tard.

La « *Statistique minéralogique du département des Basses-Alpes* », de Scipion Gras (7), publiée en 1840, constitue certainement un des documents les plus importants sur la géologie de la région qui nous occupe, mais elle offre plutôt un intérêt historique, car les faits y sont interprétés conformément aux idées du temps et

leur sont quelquefois même trop visiblement adaptés. Sous l'influence des doctrines d'Elie de Beaumont, le chapitre sur l'orographie se trouve réduit à une énumération de *directions*, témoignant de la part de l'auteur d'une absence complète de compréhension pour les lois générales de la formation des montagnes. Les gypses et les cargneules triasiques, les grès rouges et les marnes bariolées de l'Aquitainien sont considérés comme des altérations des calcaires liasiques. Mais, d'autre part, Scipion Gras a très bien su séparer les dépôts jurassiques des dépôts crétacés et distinguer la molasse marine de la molasse d'eau douce. C'est lui qui le premier cite le gisement helvétique de Tanaron et le dépôt d'antracite de Barles. Enfin, l'énumération des affleurements de gypse présente un certain intérêt.

Dans les travaux de Gueymard, de Pareto, de Scipion Gras, le point de vue paléontologique est relégué tout à fait à l'arrière-plan; mais, dès l'époque de leur apparition, de zélés collectionneurs exploitaient les riches gisements fossilifères de la Haute-Provence. Ceux du Néocomien de Barrême, d'Escragnoles, de la Drôme, devenaient bientôt célèbres et fournissaient des matériaux nombreux aux mémoires de Raspail, de Duval-Jouve, d'Astier, d'Alcide d'Orbigny. Les localités jurassiques des environs de Digne bénéficièrent de ce renom et c'est ainsi que d'Orbigny put figurer ou citer dans ses « *Céphalopodes jurassiques* » un certain nombre d'espèces des Basses-Alpes. L'auteur de la *Paléontologie française élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques* (12, p. 435, 450, 465), des détails nouveaux sur le Lias des Hautes et des Basses-Alpes et constatait, pour la première fois, dans ces départements, la présence du Bajocien (*id.*, p. 478), du Bathonien (*id.*, p. 493), du Callovien (*id.*, p. 512) et de l'Oxfordien (p. 523). Enfin, dans le Prodrôme (13), il cite de nombreuses espèces de chacun de ces étages.

Tandis que dans les Basses-Alpes c'étaient surtout les dépôts jurassiques et crétacés qui attiraient l'attention des géologues, le département des Hautes-Alpes devenait le théâtre de luttes scientifiques portant sur des points tout différents. C'étaient, d'une part, les célèbres discussions sur l'âge des dépôts d'antracite des Alpes, de l'autre, celles sur l'âge des couches nummulitiques de Faudon près de Gap, auxquelles prenaient part tant de savants éminents. Les dépôts éocènes des Hautes-Alpes sont en dehors du cadre de mon travail; je n'ai donc pas à faire ici l'historique des débats qu'ils ont suscités. Je mentionnerai seulement que Rozet, qui y prit une part des plus actives, fut amené à étudier les dépôts quaternaires des environs d'Embrun et de Gap (14). C'est à lui qu'est due la découverte de la *Gryphaea arcuata* au pied du Morgon, près de Savines (16, p. 216).

Il appartenait à Lory de dire le dernier mot dans ces discussions mémorables et d'établir, dans un ouvrage magistral, les bases de l'étude géologique du Dauphiné. Certaines parties du travail de Lory peuvent être considérées comme définitives; il est d'autant plus regrettable que l'auteur n'ait étudié qu'accessoirement la petite partie des Hautes-Alpes qui nous intéresse plus particulière-

19 AOÛT 2003

ment. Néanmoins le paragraphe relatif au Lias du bassin de la Durance (19, p. 246), constitue actuellement encore, si on le complète par une note ultérieure de Lory (36), le seul aperçu qui ait été publié sur la partie du département comprise entre Gap et les limites des Basses-Alpes. D'autre part, les études de Lory sur le massif du Dévoluy (15 et 19, p. 376), nous fournirent des points de comparaison précieux quand nous aurons à nous occuper des terrains tertiaires.

Les études que M. Hébert avait entreprises sur le terrain jurassique de la France entière, avec l'esprit méthodique qui le guidait dans tous ses travaux, devaient aussi le conduire dans les Basses-Alpes. Ses courses aux environs de Castellane et de Digne lui permirent d'affirmer en 1861 (21) « que la constitution du terrain jurassique est la même dans le midi de la France que dans le nord, qu'on y trouve exactement les mêmes horizons fossilifères, et par suite les mêmes groupes naturels, la même division en étages ». Grâce à son importante découverte des couches à *Avicula contorta* à la base de la série jurassique, à Champorcin, il put établir que le gypse et les cargneules des environs de Digne font partie du Trias et non du Lias. La constatation de ce fait fournit le point de départ de tous les travaux ultérieurs sur les terrains jurassiques inférieurs de notre région.

Les recherches que M. Hébert fit plus tard dans les Basses-Alpes ne s'adressèrent qu'aux couches jurassiques supérieures et aux couches inférieures du Crétacé, mais deux de ses élèves, qui depuis sont devenus des maîtres, Dieulafait et M. Vélain, continuèrent ses études sur le Trias et sur tout le Jurassique.

Dieulafait étendit ses recherches à toute la région comprise entre la Durance et la mer. Il s'attacha surtout à faire ressortir les différences considérables qui existent entre le faciès du versant méditerranéen et celui du bassin de la Durance. Il s'occupa successivement du Trias (26), de l'Infralias et du Lias (27), du Bajocien (25), du Bathonien (31) et des niveaux jurassiques supérieurs (29). Il est probablement aussi le seul géologue qui, depuis Scipion Gras et avant les voyages de M. Kilian et les miens, ait exploré le massif situé entre la Motte-du-Caire, Barles, Seyne et la Durance. Toutefois les résultats de cette exploration furent peu considérables, ils sont même nuls aux points de vue orogénique et paléontologique, l'auteur se bornant à donner des généralités sur le faciès des différents étages et sur leur extension.

Les travaux de M. Vélain portèrent surtout sur l'Oxfordien et sur le Tithonique (30, 33), qui avaient déjà fait l'objet d'une note de Coquand (23). Mais c'est principalement en dirigeant avec Garnier les excursions de la Société géologique, lors de sa réunion extraordinaire à Digne, et en rédigeant les comptes-rendus de ces excursions que M. Vélain fit faire à la géologie des Basses-Alpes un pas considérable.

Les notes de Garnier, insérées dans le compte-rendu de la réunion extraordinaire, constituent certainement, grâce au soin méticuleux avec lequel elles sont élaborées, la plus précieuse contribution à l'étude de nos chaînes subalpines qui ait été publiée. Nous y trouvons une coupe complète et définitive du Juras-

sique des environs de Digne; une étude du Trias de Barles, dans lequel l'auteur retrouve les trois subdivisions classiques; une note sur les terrains jurassiques inférieurs des environs de Castellane et surtout un travail des plus remarquables, fait en collaboration avec Tournouër, sur les terrains tertiaires inférieurs des bassins de l'Asse, du Verdon et du Var, travail fondamental, non seulement pour l'étude du Nummulitique dans les Alpes françaises, mais encore pour la classification des couches éocènes dans toute l'Europe méridionale.

Il est regrettable que Garnier, obéissant à un sentiment de modestie exagérée, ne se soit jamais décidé à publier un mémoire d'ensemble sur la géologie des environs de Digne. Son dernier travail (39), publié lors de l'Exposition universelle de 1878, est consacré surtout à l'extension du Néocomien dans la partie nord-est du département des Basses-Alpes, mais nous y trouvons de précieux renseignements sur toute la bande de terrain qui s'étend de Digne à l'Ubaye, par la Javie, Seyne, Saint-Vincent, constituant la limite orientale de la région étudiée dans le présent travail.

Si l'on fait abstraction de cette dernière note, qui passa à peu près inaperçue, et d'un travail de Lory sur les gypses de l'arrondissement de Gap (36), auquel je faisais allusion plus haut, la période qui s'étend de 1873 à 1883 n'a vu naître aucun travail relatif à la partie des Alpes qui nous occupe.

En 1883, M. Goret résume dans une note peu importante l'état de nos connaissances sur la géologie des Basses-Alpes (39) et, dans la même année, M. Honnorat donne quelques détails sur le Lias des environs de Digne, dans une note sur le *Pentacrinus tuberculatus* (38).

La thèse de M. Fallot (40) contient des observations d'une grande valeur sur le Crétacé supérieur de Veynes et de Beynes, sur l'extrême limite de notre région.

En 1887 paraît la « *Géologie du bassin de l'Ubaye* » de M. Goret (45), travail auquel j'aurai recours plusieurs fois, quand il s'agira d'établir des comparaisons avec une région limitant la nôtre au nord-est.

Quelques notes de M. David Martin, publiées depuis 1886 (43, 44, 51, 52), fournissent des renseignements intéressants sur l'origine des blocs erratiques des environs de Gap.

La thèse remarquable de M. Kilian sur la montagne de Lure (48), parue en août 1888, constitue la première monographie de détail d'une région déterminée des Basses-Alpes; elle m'a servi non seulement de modèle pour le présent travail, mais encore, concurremment avec les notes de Garnier, de point de départ. J'aurai à revenir, en maint endroit, sur cet important ouvrage.

En 1888 je commençais mes courses aux environs de Digne et de Gap et je pus parcourir une étendue de pays suffisante pour qu'il me fût possible de dresser, en collaboration avec M. Kilian, une carte géologique au 1/80 000, comprenant presque toute la feuille de Digne de l'Etat-Major, et qui figura dans le panneau de la Provence, au pavillon des Travaux publics, à l'Exposition universelle de 1889. Les résultats statigraphiques de ma première campagne sont résumés dans les Comptes-rendus de l'Académie des sciences (49, 50). J'ai fourni égale-

ment des documents à M. Marcel Bertrand pour la rédaction de sa notice sur le panneau de la Provence et des Alpes-Maritimes de l'Exposition (54).

Depuis que j'ai commencé mes explorations, M. Kilian a étudié, en partie avec ma collaboration, les environs de Seyne et de Barcelonnette (55). Tout récemment, M. Zurcher a fait connaître les résultats de ses premières courses aux environs de Castellane (58), et M. Honorat-Bastide a publié plusieurs notes géologiques et paléontologiques sur les environs de Digne (56, 59, 61).

Il me reste encore à dire quelques mots des cartes géologiques embrassant la région qui fait l'objet du présent mémoire.

La carte géologique du département des Hautes-Alpes accompagnant l'ouvrage de Guymard (2), est tout-à-fait rudimentaire. Les terrains y sont distingués par quatre teintes seulement, correspondant au « terrain primitif », aux « calcaires à Gryphées », au « grès à anthracite » et à la « formation du grès vert ».

La carte géologique des Basses-Alpes, jointe à la statistique de ce département par Scipion Gras (7), est déjà établie sur des bases plus scientifiques, mais la totalité de la surface qui nous intéresse est teintée en terrain jurassique, à l'exception d'une languette de Mollasse marine dirigée de l'ouest à l'est et pénétrant à Tanaron dans la vallée du Bès. Dans la même année, en 1840, parut la carte géologique de France au 1/500 000 de Dufrénoy et Elie de Beaumont. Ici cette languette tertiaire n'est même pas figurée, et toute notre région est considérée comme formée de terrain jurassique indéterminé.

La carte géologique et hydrologique du Var, des Bouches-du-Rhône, de Vaucluse et des Basses-Alpes de H. de Villeneuve-Flayosc (17) s'arrête au nord au parallèle de Sisteron et ne marque aucun progrès sur celle de Scipion Gras.

Sur la carte géologique du Dauphiné de Lory (18), les environs de Gap sont teintés comme Lias et Oxfordien ; le Bajocien, le Bathonien et le Jurassique supérieur ne sont pas distingués ; en revanche, l'auteur figure l'îlot néocomien du Puy-de-Manse, les pointements de spilite d'Avançon et le lambeau de gneiss de Remollon.

La petite carte de la région des Basses-Alpes parcourue par la Société géologique dans sa réunion extraordinaire de 1872 (34), par MM. Garnier et Vélain, ne dépasse pas au nord la latitude de Digne.

La carte géologique de France de MM. Vasseur et Carez (42), si remarquable à tant d'égards, ne donne qu'une idée très imparfaite de la structure de notre région. Par contre, la carte au 1/1 000 000, publiée par le Service de la carte géologique détaillée de la France en 1888 (47), constitue un progrès réel sur toutes les cartes précédentes, des observations inédites de MM. Lory, Potier et Kilian ayant pu être utilisées pour la partie qui nous concerne.

Enfin, j'ajouterai que les belles cartes accompagnant le mémoire de M. Kilian sur la montagne de Lure empiètent en partie sur la région étudiée dans le présent travail, et que, d'autre part, la carte du bassin de l'Ubaye de M. Goret (45) m'a fourni une base d'opérations excellente pour le levé de la partie orientale de la petite carte que l'on trouvera à la fin de ce travail.

APERÇU GÉOGRAPHIQUE

La région que je me propose d'étudier dans le présent travail fait partie des chaînes subalpines des Alpes occidentales, elle ne constitue pas un groupe de montagnes nettement individualisé et n'a jamais reçu de nom géographique permettant d'en désigner l'ensemble. Ses limites sont peu précises, et celles auxquelles je me suis arrêté m'étaient imposées par le but de mes recherches.

Vers l'ouest, je me suis étendu jusqu'à la Durance, laissant de côté les environs de Sisteron, déjà étudiés par M. Kilian, ainsi que le bassin tertiaire des Mées et de Champtercier. Au nord, je me suis arrêté à peu près à la limite du Gapençais et du Champsaur, réservant cette région, de même que l'Embrunais pour des travaux ultérieurs. Une limite très naturelle m'était fournie, à l'est, par la crête qui sert de ligne de partage des eaux des bassins de la Blanche et de la Bléone, d'une part, et, de l'autre, des bassins de l'Ubaye, du Verdon et de l'Asse ; mais je n'ai guère étendu mes recherches à la haute vallée de la Bléone. De plus M. Kilian a étudié les flancs de la montagne de la Blanche depuis Seyne jusqu'à Mariaud. Ma région ainsi délimitée se termine en pointe vers le sud, à Norante près Chaudon.

Toute la surface que j'ai étudiée appartient au bassin de la Durance et se trouve située en majeure partie sur la rive gauche de cette rivière. La partie située sur la rive droite est drainée par la Rousine, la Luye, l'Avançon, et par plusieurs torrents, qui se jettent directement dans la Durance. L'Ubaye coulant en dehors des limites que je me suis tracées, le seul affluent important de droite, dans la partie septentrionale de ma région, est la Blanche. Les parties occidentales sont drainées par la Sasse et son affluent le Grand-Riou, par le Vanson et par l'Arigeol. Toute la partie sud-est est constituée par le bassin de la Bléone et de ses affluents l'Arigeol et le Bès.

L'orographie de la région est tout à fait incompréhensible si l'on ne tient pas compte de sa structure géologique. Il est impossible, à première vue, de reconnaître des massifs individualisés. Le trait dominant de la contrée est fourni par des crêtes rocheuses qui traversent le pays, avec les directions en apparence les plus irrégulières, et qui coupent les cours d'eau en donnant lieu à des cluses pittoresques. Le massif de la Laupe et des Monges (2116^m) constitue le nœud orographique de la région. La crête élevée du Blayeul (2191^m) est l'accident qui frappe le plus le visiteur, car elle s'étend sur une longueur de 15 km., parallèlement au cours du Bès. Les plus hautes altitudes se trouvent sur la limite orientale de la carte, ce sont le pic de l'Aiguillette (2610^m), les Trois-Evêchés (2927^m), le Cheval-Blanc (2325^m).

Le massif situé entre Gap et la Durance est beaucoup moins élevé, le plus haut sommet, le Gapiau, ne dépassant pas 1556^m.

La région était, il y a quelques centaines d'années encore, recouverte par des

forêts et des pâturages. Le déboisement a permis aux torrents d'exercer des ravages terribles, de sorte que la surface occupée par les pâturages et la culture diminue constamment. Quelques belles forêts se voient toutefois encore dans les communes de Chorges, de Piégut, de Venterol, entre Turriers et la Motte-du-Caire, dans le vallon d'Esparron, à la Robine, à Blégiers, etc. Le reboisement s'attaque surtout aux environs de la Motte-du-Caire, de Seyne, du col du Labouret, de la Javie. Les flancs des montagnes sont quelquefois occupés par la culture ou par de maigres bois de hêtres ou de chênes verts, mais trop souvent la végétation se trouve réduite au buis et à la lavande, qui couvrent de grandes surfaces. Les plus belles montagnes pastorales se trouvent dans les communes du Caire, de Reynier, d'Esparron, de Feissal, de Barles, d'Esclangon, etc. Le fond des vallées est généralement occupé dans toute sa largeur par le gros gravier des torrents.

CHAPITRE PREMIER

TERRAINS ANTÉRIEURS AU JURASSIQUE

I. — SCHISTES A SÉRICITE

Dans toute la région que j'ai parcourue, des couches plus anciennes que le Trias n'apparaissent qu'en deux points, dans la cluse supérieure du Bès, près de Barles, et à Remollon. En ce dernier point, on exploite depuis fort longtemps une roche cristallophyllienne, signalée par Lory (19, p. 246) sous le nom de gneiss et de protogine schisteuse. L'affleurement se trouve au beau milieu des dépôts quaternaires, de sorte qu'il est impossible d'étudier le contact avec le Lias inférieur, qui affleure un peu plus haut, mais il est probable que le Trias fait défaut en ce point. La roche est un schiste à séricite que j'ai soumis à M. La-croix, qui a bien voulu l'étudier et me remettre la notice suivante :

« Les *schistes anciens* que nous avons examinés possèdent des aspects un peu différents. Les uns, très analogues aux types communs des schistes à séricite, se divisent assez facilement en feuillets plans, les autres à gros éléments quartzeux présentent des surfaces gondolées, irrégulières ; ils sont souvent rubéfiés.

L'examen microscopique fait voir que le plus grand nombre des échantillons est composé de quartz et de séricite. Le quartz est souvent clastique. De grandes plages *froissées* de ce minéral sont brisées et ressoudées par du quartz grenu. L'étude sur le terrain serait nécessaire pour savoir si la clasticité de la roche est originaire ou si elle résulte des actions mécaniques puissantes auxquelles la roche a été soumise.

Un échantillon est riche en gros cristaux de feldspath rougeâtres.

Au microscope, on voit que ces cristaux de feldspath triclinique, piquetés de mica blanc secondaire, ont subi des déformations mécaniques. Les plages brisées sont ressoudées par un mélange grenu de quartz et d'un feldspath triclinique, en général pauvre en micas secondaires. Le même minéral (feldspath triclinique) se développe dans toute la roche, y faisant parfois de petits nids. La séricite, par son orientation, détermine, dans tous les cas, la schistosité de la roche.

Le petit nombre d'échantillons étudiés rend difficile l'interprétation des faits observés.

Il est probable que ces roches représentent soit des micaschistes (ζ^2), soit du Précambrien (x), localement injecté par une roche granitique. Une nouvelle venue de quartz et de feldspath a suivi les déformations mécaniques subies par les roches.

Ces conclusions, toutefois, sont faites sous réserve d'un examen ultérieur d'un nombre suffisant d'échantillons. »

Je ne voudrais pas être plus affirmatif que mon confrère, mais je ferai remarquer que la position de l'affleurement de Remollon sur le bord de la première zone alpine de Lory permet de le considérer comme un prolongement sous les dépôts secondaires du massif cristallin du Pelvoux.

II. — TERRAIN HOULLER

Le terrain houiller affleure dans une des cluses du Bès, en amont de Barles, au-dessous du chemin qui mène de ce village à Verdaches. Garnier a donné la coupe complète du Trias de cette localité et a signalé la présence, au-dessous des grès correspondant au Trias inférieur, de couches à anthracite (34, p. 624), qu'il attribue avec doute au terrain houiller, quoiqu'il n'y ait pas rencontré de végétaux fossiles.

Ces couches à anthracite sont visibles sur une trentaine de mètres d'épaisseur au-dessus du niveau du Bès, elles forment le noyau d'un pli anticlinal et n'affleurent que sur une surface tout à fait minime. Elles sont constituées par des grès gris micacés, alternant avec des schistes argileux et avec des argiles qui contiennent des lits d'anthracite de peu d'épaisseur. Les tentatives d'exploitation, entreprises autrefois, ont été reprises il y a quelques années, mais sans résultat pratique; elles ont mis à jour des bancs très riches en débris végétaux, qui sont encore visibles actuellement.

Mon attention a été dirigée sur cette découverte par M. Kilian, auquel M. Colomb, bijoutier à Digne, avait remis plusieurs empreintes de plantes. Une visite au gisement m'a permis de recueillir les espèces suivantes :

Pecopteris cyathea (Schloth.) Brgt.

» *arguta* Sternb.

» cf. *polymorpha* Brgt.

» cf. *arborescens* Schloth.

Alethopteris Grandini Brgt.

Callipteridium mirabile Rost.

« *Cyclopteris* ».

Calamites ramosus Brgt.

Annularia stellata Schloth.

? *Asterophyllites* sp.

Cordaites sp.

Les couches à anthracite de Barles appartiennent donc au terrain houiller supérieur et viennent se placer au même niveau que les gisements houillers de la première zone alpine, en particulier que ceux de la Mure (Isère). Elles sont d'âge plus récent que les gisements du Briançonnais, qui font partie de l'étage inférieur. Comme les dépôts houillers de la première zone, elles sont recouvertes immédiatement par le Trias, tandis que sur les bords du massif cristallophyllien central des Alpes occidentales, au moins dans les Alpes Cottiennes et dans les Alpes Maritimes, des dépôts permien viennent s'intercaler entre le terrain houiller et le Trias¹.

III. — SYSTÈME TRIASIQUE

Historique. — La plus grande incertitude a régné longtemps sur la position des couches que, dans les Basses-Alpes, nous rangeons maintenant dans le Trias. Dès 1834, Pareto écrivait, il est vrai, à propos des gypses de Champorcain, près Digne, la phrase suivante (4, p. 187) : « On pourrait presque soupçonner que le gypse, qui paraît en général inférieur (au Lias), appartient à la formation du Keuper. » Mais cette manière de voir avait été repoussée tout de suite par Bertrand-Geslin (5). Suivant son exemple, Scipion Gras (7), Rozet (16), Lory (19), et d'autres considérèrent les gypses des Basses-Alpes comme liasiques. Scipion Gras donna une énumération très complète de leurs affleurements (*loc. cit.*, p. 63-70); il cite également le Grès Bigarré de Barles, qu'il appelle grès du Lias.

Ce n'est qu'en 1862 que M. Hébert (22), dans une note fondamentale pour l'étude géologique de la Provence, établit, sur la même coupe de Champorcain, l'âge triasique des gypses des environs de Digne, en démontrant qu'ils se trouvent en dessous de la zone à *Avicula contorta*. Les travaux de Lory, de Garnier (34), de Dieulafait (26), de M. Goret (45) n'ont fait que confirmer l'exactitude des observations de notre regretté maître, en même temps que la grande extension du Keuper dans les chaînes subalpines et jusque dans la Maurienne et le Briançonnais est devenue un fait acquis à la science.

Une note de Garnier sur le Trias, le Lias et l'Oolithe de Barles (34) mérite une mention toute spéciale, car on y trouve pour la première fois une coupe complète du Trias des Basses-Alpes, coupe qui démontrait son identité de composition avec celui de la Basse-Provence et ses analogies étroites avec le Trias de Lorraine.

Dans son mémoire sur la montagne de Lure, M. Kilian (48) eut à s'occuper du Trias des environs du Caire, d'Entraix, de Saint-Geniez. Ces points se trouvaient sur la limite extrême de la région qu'il parcourut; il ne put donc pas leur vouer la même attention minutieuse qu'à la chaîne de Lure proprement

¹ V. Zaccagna, *Sulla geologia delle Alpi occidentale*. *Boll. d. R. Com. geol. d'Italia*, 1887 pl. X.

dite et à son prolongement à l'est de la Durance. D'ailleurs, autour de ces mêmes localités, il devait rencontrer des dépôts jurassiques et crétacés qu'il lui incombait d'étudier avant tout. Il n'est donc pas étonnant qu'il soit tombé dans la même erreur que Scipion Gras et qu'il ait confondu avec le Trias des dépôts qui appartiennent en réalité au Tertiaire. Si d'ailleurs, des courses l'avaient mené quelques kilomètres plus loin, il eût été conduit tout naturellement à reconnaître l'âge véritable des grès d'Esparron et de Faucon.

Dès mes premières courses en 1888, je pus fixer la position de ces grès au-dessus du Nummulitique et au-dessous de la Mollasse helvétique. Une excursion entreprise en octobre 1890 avec M. Kilian, aux environs d'Esparron et de Saint-Geniez, ne nous laissa plus aucun doute sur leur âge tertiaire.

1° Grès Bigarré.

Je ne connais, dans toute la région que j'ai explorée, que trois affleurements de Trias inférieur et encore l'un des trois se trouve-t-il en dehors des limites de ma carte, c'est celui des Sagnières près Jausiers, dans la vallée de l'Ubaye, signalé déjà par M. Goret (45, p. 543). Les deux autres points sont celui de la cluse de Verdaches, près de Barles, étudié par Garnier, et un lambeau tout à fait isolé, situé aux environs de Nibles.

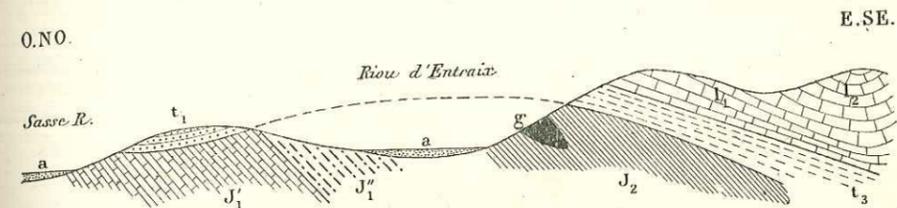
L'affleurement de Barles est de beaucoup le plus important; les couches du Grès Bigarré y sont visibles sur toute leur épaisseur et atteignent plus de 75^m de puissance. Elles reposent sans discordance sensible sur les couches houillères, dont il a été question dans le chapitre précédent. La série du Grès Bigarré débute par un poudingue à éléments de grosseur variable passant insensiblement vers le haut à un grès très siliceux, jaunâtre ou d'un blanc sale, en gros bancs très compacts alternant à la partie supérieure avec des grès à grain fin, feuilletés, lustrés. Certaines couches montrent à leur surface des ripple-marks bien accusés. Cette série est bien visible sur le chemin de Barles à Auzet et sur celui de Barles à Verdaches, qui quittent tous deux les bords du Bès pour escalader l'escarpement vertical formé par les bancs résistants des grès.

Le Grès Bigarré de Barles est recouvert normalement par le Muschelkalk.

L'affleurement de Nibles occupe une surface beaucoup plus restreinte que celui de Barles et il se présente dans des conditions de gisement tout à fait exceptionnelles. Il a été découvert par M. Kilian et par moi en octobre 1890. Il est situé à 2 kilom. au N.E. de Nibles (arrondissement de Sisteron), sur la rive gauche de la Sasse, au sud de l'embouchure du riu d'Entraix dans cette rivière (fig. 1). Au haut d'un mamelon formé par les calcaires marneux du Bajocien se voit une masse de grès très compacte, à gros grains anguleux, en couches à peu près horizontales, exploitées pour l'extraction de gros blocs que l'on emploie à protéger la route de Sisteron à Seyne contre les débordements de la Sasse. Ce grès rappelle parfaitement les quartzites du Trias inférieur du Briançonnais et ne ressemble en aucune façon aux grès éocènes et oligocènes

de la partie septentrionale des Basses-Alpes. M. Kilian et moi nous n'avons pas hésité à l'attribuer au Grès Bigarré; mais alors comment expliquer sa présence au milieu des couches bajociennes? Il est difficile d'admettre qu'il forme le centre d'une voûte, car, dans ce cas, tout le Lias et le Trias supérieur et moyen feraient défaut. Par contre, le voisinage du lambeau de poussée d'Entraix nous permet de considérer la masse de grès en question comme un lambeau de recouvrement.

Fig. 1.



Coupe passant au N., O. d'Entraix (1/20000).

t₁ Grès Bigarré. — t₂ Keuper. — t₃ Infralias. — t₄ Lias inférieur. — J₁ Bajocien. — J₂ Bathonien. — g Gypse du Callovien. — a Alluvions modernes.

A Entraix, le Keuper et l'Infralias sont refoulés sur les marnes calloviennes; la surface de contact des deux formations plonge d'environ 30° vers l'est. Il est évident que le lambeau de poussée s'étendait encore à une certaine distance à l'ouest d'Entraix et que son bord extrême a été détruit par l'érosion. Le lambeau de Grès Bigarré de la Sasse constituerait donc un témoin de cet ancien recouvrement.

Il est probable qu'un second témoin existe sur la rive droite du riu d'Entraix, au-dessus du Bas-Entraix, mais le temps nous a manqué pour visiter ce point.

L'affleurement des Sagnères appartient au type franchement alpin du Grès Bigarré. Les quartzites rouges qui le constituent sont refoulés sur les marnes calloviennes du fond de la vallée.

Aucun des trois gisements de Grès Bigarré que j'ai eu l'occasion de visiter ne rappelle le type vosgien du Trias inférieur.

2° Muschelkalk

Le Trias moyen n'est visible, dans la région qui nous occupe, que sur une surface assez restreinte; ses affleurements sont limités aux environs de Tanaron, de Barles et de Bayons. L'affleurement principal de Barles a été décrit pour la première fois par Garnier (34, p. 621), qui a su assigner aux calcaires à veines spathiques de la cluse de Verdaches leur véritable position. J'ai pu reconnaître

d'autres affleurements moins importants dans le vallon de Vaux (commune de Barles) et au S.O. de Tanaron. Dans tous ces points, le Muschelkalk est constitué par des calcaires bruns ou noirs à fines veines spathiques, associés à des calcaires cloisonnés et à des calcaires jaunes dolomitiques. Garnier évalue son épaisseur à 60 mètres environ, dans la cluse, où il repose sur le Grès Bigarré et forme les rochers escarpés de la Curneyer.

Dans le vallon de Vaux, le Muschelkalk forme le noyau d'un anticlinal déjeté vers le sud (v. fig. 47), il a mieux résisté aux actions torrentielles que le Keuper qui l'entoure et porte le hameau situé entre les deux branches du torrent.

L'affleurement situé à l'est et au sud-est de Tanaron constitue également une voûte, dont l'axe est dirigé du nord au sud et qui est flanquée des deux côtés de cargneules et de gypses du Trias supérieur.

A Bayons, le Muschelkalk se présente dans des conditions d'affleurement très particulières. Il supporte normalement les cargneules et les gypses du Keuper, mais il est refoulé sur des couches plus récentes, bathoniennes ou calloviennes. Nous reviendrons plus bas sur cet intéressant accident; qu'il suffise de noter pour le moment que le Muschelkalk de Bayons présente identiquement les mêmes caractères que celui de Barles, distant d'ailleurs de 13 km. seulement.

Je n'ai pu établir d'une manière certaine l'âge des calcaires noirs à veines spathiques, qui, dans la montagne au nord d'Astoin, alternent, par suite de plissements multiples, avec les gypses du Keuper. Il se pourrait que l'on ait affaire à des calcaires du Lias inférieur, qu'il est facile de confondre avec ceux du Muschelkalk.

Le Trias moyen de ma région ne m'a jamais fourni la moindre trace de fossiles, la succession que l'on peut observer dans la cluse de Verdaches ne laisse toutefois aucun doute sur la position des calcaires dont nous venons de parler. D'ailleurs certains de leurs bancs ressemblent à s'y méprendre au Muschelkalk des régions classiques. Quant à établir des subdivisions dans la série, on ne peut encore y songer.

Le Muschelkalk du nord des Basses-Alpes est relié à celui du Var par l'affleurement de Castellane, récemment signalé par M. Zurcher (58).

3° Keuper.

Le Trias supérieur présente, dans toute la région des chaînes subalpines du bassin de la Durance, une remarquable uniformité pétrographique. Il est constitué partout par des argiles rouges ou vertes, par des dolomies jaunâtres et par des cargneules, au milieu desquelles viennent s'intercaler, en bien des points, des lentilles de gypses plus ou moins puissantes. Ces couches ont été décrites maintes fois et notamment par Hébert (22), Dieulafait (26) et Garnier (34); j'insisterai donc moins sur leurs caractères lithologiques que sur leur extension et leur rôle orographique.

Partout où les argiles et les cargneules du Keuper se présentent, elles ont été profondément ravonnées par les eaux torrentielles. Ce sont elles qui ont déterminé la formation des ravines ou *roubines* les plus terribles de la région. De plus, leur peu de résistance aux agents atmosphériques fait que les calcaires de l'Infralias qu'elles supportent sont souvent affouillés par la base, ce qui donne lieu à des éboulements dont les effets viennent s'ajouter à ceux du ravinement, modifiant sans cesse le modelé des affleurements et rendant à peu près impossible la culture sur les pentes formées par le Trias supérieur. On conçoit que, dans ces conditions, le Keuper n'occupe pas, à de grandes altitudes, des surfaces étendues; il est confiné presque toujours au fond des vallées et constitue d'ordinaire le terrain le plus ancien qui s'offre à l'observation.

Les dépôts triasiques des environs de Castellane, Moustiers-Sainte-Marie, Gévaudan, Norante sont en dehors de la région que j'ai plus particulièrement étudiée; Dieulafait leur a d'ailleurs consacré quelques pages, desquelles il ressort qu'ils ne diffèrent en rien des dépôts classiques des environs de Digne (26, p. 55). Ceux-ci s'étendent depuis le pied nord du Cousson jusqu'au hameau de Tauze, formant une bande interrompue seulement par les alluvions de la Bléone. C'est un anticlinal dirigé du nord au sud, ainsi que le montrent fort bien les coupes naturelles du torrent des Eaux-Chaudes, celle du ravin de Champorcin (pl. IV, fig. 4) et celle du ravin de Tauze (pl. IV, fig. 5). En ce dernier point, l'anticlinal nord-sud rencontre, sous un angle d'environ 120°, un autre anticlinal que l'on peut suivre jusque vers Thoard et qui coupe obliquement la montagne de Siron. En outre, plusieurs lambeaux de Keuper sont visibles au nord de Courbons; ils sont orientés parallèlement à l'anticlinal de Tauze.

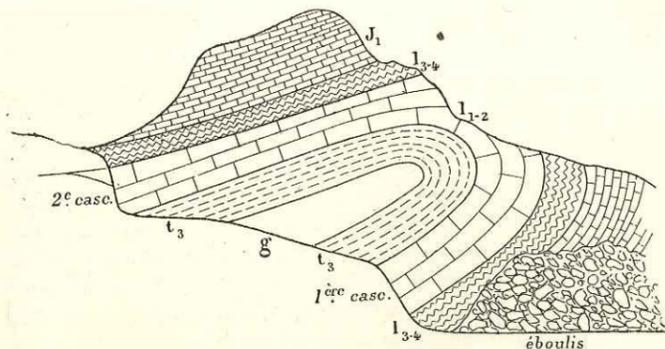
Dans le prolongement de l'anticlinal de Digne se trouve une bande d'argiles rouges et de cargneules formant le pied du chaînon du Blayeu; elle s'étend jusqu'à Barles, sur une longueur de 13 km. environ, mais avec une largeur très faible. Elle est limitée à l'ouest par une faille très importante mettant en contact, à Esclangon, le Trias et les grès rouges aquitaniens.

A cette bande se raccordent, d'une part, une bande assez large, s'étendant de Tanaron à Lambert, qui lui est perpendiculaire, de l'autre, le grand affleurement triasique de Barles, en forme d'étoile, dont le centre est occupé par le Houiller, le Grès Bigarré et le Muschelkalk et dont les rayons forment les vallées de la Boulette, de Verdaches, d'Auzet, de Val-Haute et de Vaux. Par cette dernière, le Keuper est en continuité avec une bande étroite et sinueuse de ce terrain, s'étendant sans discontinuité jusqu'à Astoin, en jalonnant une ligne de contact anormal. Le Keuper et le Lias qui le surmonte sont refoulés ici sur des terrains plus récents.

Une seconde ligne de contact anormal, située au S.O. de la précédente, est jalonnée également, au moins sur une partie de sa longueur, par du Keuper. C'est le long de cette ligne que se rencontrent les affleurements d'Authon-Saint-Geniez, d'Entraix, de Clamensanne, de la Gautière. A l'intersection des deux bandes se trouve l'important lambeau triasique d'Astoin, dont l'âge est déterminé avec certitude par les couches fossilifères du Lias inférieur qui le recouvrent.

Dans tous ces affleurements du Keuper, le gypse joue un rôle considérable. Les gisements classiques des environs de Digne sont insignifiants, si on les compare aux masses énormes situées au nord d'Astoin. En ce point, le gypse constitue une montagne entière sur environ 200 mètres d'épaisseur. J'avais attribué d'abord plusieurs de ces gypses au Bathonien et au Callovien, en raison de leur position *au-dessus* de couches appartenant à ces deux étages, mais l'étude attentive des environs de Bayons m'a montré que j'avais été induit en erreur par de vastes phénomènes de refoulement, qui ont amené un lambeau de Trias en superposition sur le Jurassique moyen, sur une surface de plusieurs kilomètres carrés.

Fig. 2.



Coupe prise à gauche des cascades de Terres-Pleines.
g Gypse. — t₃ Marnes irisées. — l₁₋₂ Infralias et Lias inférieur. — l₃₋₄ Lias moyen et supérieur.
— J₁ Bajocien.

Je reviendrai plus loin sur la question des gypses du bassin de la Durance, mais je dois dire dès à présent que, contrairement à l'opinion de Dieulafait et de Lory, je ne considère pas comme triasiques les masses de Bréziers, Remolton, Espinasse, le Laus.

Le Keuper avec ses gypses forme, par contre, une nouvelle bande jalonnant une faille dirigée S.E.-N.O. et allant du Caire au Plan de Vitrolles, sur la Durance, en passant par la montagne de Malaup et le château du Rousset.

Si l'on se dirige d'Astoin vers le N.E. ou vers l'E., on ne rencontre plus de lambeaux triasiques avant d'arriver dans la vallée de l'Ubaye, où ils ont été décrits par M. Goret (45). J'ai eu l'occasion d'étudier quelques affleurements du massif du Morgon et la localité de Terres-Pleines, près Jausiers. Cette dernière m'a permis de relever une coupe très intéressante (fig. 2), parce qu'elle montre le Trias renversé sur le Lias et parce que le Keuper s'y présente avec des caractères identiques à ceux qu'il possède aux environs de Digne et dans toute la région que j'ai visitée.

Le ravin de la Blache, au-dessus de Champcontier, près du Lauzet, dans le massif du Morgon, permet de voir une succession plusieurs fois répétée des mêmes couches, les argilolithes vertes, schisteuses et les cargneules du Keuper reparaissant trois fois, grâce à des refoulements multiples. Par suite du laminage qu'elles ont subi, les argilolithes ont été durcies, satinées et sont devenues schisteuses. Ce fait se produit chaque fois que le Trias inférieur a été soumis à de fortes pressions. A Barles, au pied du Blayeul, notamment, les argilolithes sont transformées en véritables ardoises, exploitées sur une assez grande échelle. Le gisement a été décrit par M. Goret (39, p. 402) et par Garnier (34, p. 623), mais ce dernier considérait les schistes satinés comme un faciès latéral du Muschelkalk, ce qui est inexact, la carrière étant située à 50 mètres d'altitude environ au-dessus de la limite supérieure du Trias moyen.

La transformation des argilolithes du Keuper en schistes satinés ne peut nullement être invoquée en faveur de l'âge triasique des schistes lustrés du Queyras, car on ne saurait confondre les schistes siliceux de Barles avec les schistes calcaréo-talqueux ou calcschistes de la quatrième zone alpine. L'on sait d'ailleurs que les travaux de M. Zaccagna, dont les résultats ont été confirmés récemment par MM. Marcel Bertrand¹, Potier et Kilian (57), ont démontré que cette importante formation était antérieure au terrain permien et ne pouvait, par conséquent, pas être rangée dans le Trias, à la partie supérieure duquel la plaçait Lory.

Comparaison du Trias des Basses-Alpes avec celui des régions avoisinantes

Les travaux récents tendent à établir que le Trias des chaînes subalpines et celui de la zone du Briançonnais présentent entre eux de plus grandes analogies que ne le faisaient supposer les descriptions de Lory². Mais ses rapports avec le Trias de la Basse-Provence sont surtout très intimes; les mêmes subdivisions se retrouvent dans les deux régions, ainsi que Dieulafait l'a démontré depuis longtemps. Nous avons vu toutefois que, dans les Basses-Alpes, le Muschelkalk était dépourvu de fossiles, contrairement à ce qui a lieu dans le Var et dans les Bouches-du-Rhône. Dans le Dauphiné, l'étage moyen du Trias est très réduit, mais il existe certainement, par exemple à Allevard; dans la Savoie et dans les Alpes Vaudoises, il disparaît, par contre, entièrement, tandis que le Keuper conserve son caractère lagunaire.

En résumé, le Trias de Provence et du Dauphiné peut être comparé au Trias classique de la Lorraine et de l'Allemagne méridionale; il présente, quoique très réduites, les trois grandes subdivisions de ce dernier, correspondant à trois phases successives: faciès torrentiel à la base, faciès calcaire au milieu, faciès lagunaire avec bassins d'évaporation au sommet. Ce mode de développement est en plein contraste avec celui du Trias des Alpes orientales.

¹ Marcel Bertrand, Sur les schistes du Mont-Cenis, *Bull. Soc. géol.* 3^e sér., t. XVII, p. 380.

² V. Kilian (57).

SYSTÈME JURASSIQUE

I. -- INFRALIAS

Historique. — La découverte de la zone inférieure de l'Infralias, de la zone à *Avicula contorta*, dans les Basses-Alpes, remonte à 1861. Elle est due à Hébert et suivit de près la découverte, faite par Alphonse Favre et par l'abbé Vallet, du même horizon dans la Savoie. Elle permit de séparer d'une manière définitive, dans la région, les couches triasiques de celles du Lias.

Les observations d'Hébert étaient limitées aux environs de Digne; Dieulafait étendit ses recherches à toute la Provence. Après Coquand (24, p. 440), il chercha à établir une distinction entre l'Infralias du « bassin de la Méditerranée » et celui du « bassin de la Durance ». L'étude comparative des deux bassins l'amena à énoncer les deux résultats généraux suivants (27, p. 453) :

« L'Infralias n'a pas, dans le bassin de la Durance, le caractère de continuité qu'il montre dans le bassin de la Méditerranée. »

« L'Infralias, très-complet aux environs de Digne et de Castellane et dans la région comprise entre ces deux villes, cesse de l'être quand, à partir de Digne, on s'avance vers le Dauphiné. »

D'après Dieulafait, cet amincissement de l'Infralias vers le nord se ferait par la partie inférieure de l'étage, qui disparaîtrait aux environs de Gap, les parties supérieures reposant en transgression sur le Keuper rudimentaire. En outre, l'Infralias serait isolé à la partie supérieure par l'absence partielle ou complète du Lias inférieur.

Nous verrons plus loin que ces conclusions générales ne sont pas fondées, remarquons toutefois dès à présent que les faits sur lesquels l'auteur les base sont de minime valeur et que, dans le chapitre qui nous intéresse, comme dans tout l'ouvrage de Dieulafait, les données paléontologiques et les successions précises font entièrement défaut.

Il en est tout autrement des notes de Garnier, dans lesquelles, pour les environs de Barles et de Digne au moins, nous trouvons des coupes très détaillées qui ont servi de point de départ à nos recherches.

A une époque plus récente, M. Goret (45, p. 540) a signalé pour la première

fois, dans la région de l'Ubaye, la présence de la zone à *Avicula contorta*, et M. Kilian (48, p. 62) a donné d'intéressants détails sur l'Infralias de Nibles et de Clamensanne.

Succession aux environs de Digne. — Garnier a pu reconnaître aux environs de Digne les trois zones de l'Infralias, caractérisées chacune par un certain nombre de fossiles. La zone à *Avicula contorta* est constituée par une alternance de schistes noirs et de bancs calcaires d'épaisseur variable. Le premier de ces bancs est gréseux et contient de nombreux petits grains anguleux de silice, à côté de dents de poissons qui en font quelquefois un véritable bonebed. Les bancs suivants sont des calcaires gris bleuâtre, plus ou moins marneux, souvent très fossilifères. La collection Garnier et la collection de la Sorbonne contiennent les espèces suivantes :

Anomia Heberti Stopp.

Pecten aculeauritus Schafh. (= *valoniensis* Opp. u. Suess non DeFr.)

Avicula contorta Portl.

Gervillia præcursor Qu.

Myophoria inflata Emmr.

Lima circularis Stopp.

J'ai trouvé en outre :

Ctenostreon sp.

Pecten Liebigi Winkl.

La partie fossilifère des couches à *Avicula contorta*, qui mesure 20 à 25^m, est recouverte par une série de calcaires compactes, très durs, d'un noir foncé, traversés de veines spathiques et entièrement dépourvus de fossiles. Garnier évalue leur épaisseur à 16 à 18 mètres.

La zone à *Psiloceras planorbis* repose immédiatement sur ces calcaires sans fossiles; elle est constituée par des calcaires compactes, gris, en petits bancs alternant avec des couches marneuses. Sa puissance est de 20 à 25^m. J'ai vu dans la collection Garnier les espèces suivantes :

Psiloceras Johnstoni (Sow.) Hyatt.

Ostrea sublamellosa Dunk.

Lima valoniensis DeFr.

» cf. *gigantea* Sow.

Mytilus scalprum Goldf.

Cardinia Listeri Ag.

Chemnitzia Deshayesi Terq.

Chondrites diniensis Sap.¹

Ces calcaires passent insensiblement vers le haut, par des couches sans fossiles, à la zone supérieure.

La zone à *Schlotheimia angulata* est représentée aux environs de Digne par des calcaires noduleux très fossilifères alternant avec des marnes schisteuses.

¹ De Saporta, *Paléontologie française, Terrain jurassique.* — Végétaux, t. I, p. 190, pl. XXII, fig. 3.

Ces couches sont bien développées sur la rive gauche de la Bléone, au quartier des Epinettes, dans un ravin dont Garnier a donné la coupe très détaillée, à laquelle je renvoie le lecteur (34, p. 629). Voici les fossiles les plus caractéristiques qu'il a rencontrés en ce point :

Schlotheimia angulata (Schloth.) Bayle.

Lima cf. *gigantea* Sow.

Ostrea irregularis Münt.

Zeilleria perforata Piette.

Rhynchonella gryphitica Qu.¹

Les calcaires de la zone à *Schlotheimia angulata* passent insensiblement vers le haut à ceux du Lias inférieur, de sorte qu'il est impossible d'établir une limite naturelle entre les deux étages.

Extension. — L'Infralias est très développé aux environs de Digne. Les meilleures coupes se voient sur le chemin de Digne au Cousson, sur les bords du torrent des Eaux-Chaudes, sur les bords de la Bléone et notamment près des carrières de gypse de Champorcin, dans le torrent de Courbons et au-dessus du hameau de Tauze.

Plus au nord, l'Infralias affleure aux environs de Tanaron, au sud de Lambert et surtout à Barles. A l'ouest de ce village, l'Infralias repose sur le Lias inférieur, par suite d'un renversement des couches portant sur toute l'étendue du plateau de Chine. Dans tous ces points, il présente sensiblement les mêmes caractères qu'aux environs de Digne et son épaisseur totale reste à peu près la même. Les fossiles sont encore abondants, quoique en général assez mal conservés.

Si, par contre, l'on se dirige de Digne vers le nord-ouest, l'on constate que l'Infralias diminue graduellement d'épaisseur, ainsi que l'avait fait remarquer Dieulafait. De 65^m environ, qu'il avait à Digne, il descend, à Saint-Geniez, à une trentaine de mètres et cette puissance se réduit encore à Nibles et à Faucon, où, d'après M. Kilian, il n'aurait plus que 10 à 15 mètres (48, p. 61). Les caractères lithologiques de l'étage restent toutefois les mêmes que dans la région que nous avons prise pour type. Les couches inférieures sont à peu près dépourvues de fossiles, ce n'est que sur la montagne qui sépare le hameau de Bedouin, entre Clamensanne et Bayons, de celui des Hautes-Graves que j'ai pu en trouver des traces, malheureusement peu caractéristiques. La zone supérieure est très fossilifère à Nibles et à Clamensanne ; M. Kilian a pu donner de ces deux localités, une liste d'espèces assez importante, dans laquelle je relèverai notamment *Schlotheimia angulata*.

A l'est de Clamensanne et au nord de Barles, l'Infralias prend des caractères tout différents de ceux que nous lui avons vus jusqu'à présent. Les calcaires deviennent dolomitiques et l'on pourrait être quelquefois tenté de les ranger dans le Trias. Ils paraissent être entièrement dépourvus de fossiles, mais je ne dissimule pas qu'ils méritent une étude plus attentive que celle que j'ai pu leur consacrer.

¹ Cette espèce, citée par Garnier sous le nom de *Rhynch. costellata* Piette et figurant également sous ce nom dans la collection de la Sorbonne, diffère entièrement de l'espèce de Piette (*Bull. Soc. géol.*, 2^e sér. t. XIII, p. 206, pl. X, fig. 2).

Aux environs de Bréziers, de Remollon, de Valserrès et d'Avançon, je connais aussi peu l'Infralias que le Trias, les couches les plus basses que l'érosion ait entamées appartenant au Lias inférieur.

L'Infralias a été signalé pour la première fois dans le bassin de l'Ubaye par M. Goret (43, p. 544 et 547). Les couches à *Avicula contorta* sont bien développées dans le massif du Morgon et sont représentées, comme aux environs de Digne, par des calcaires alternant avec des schistes noirs. M. Goret les a rencontrés également au nord de Barcelonnette, au-dessous du Flysch. Enfin dans le vallon de Terres-Pleines, près de Jausiers, j'ai pu observer, entre les argilo-lithes rouges et vertes du Keuper et les calcaires bleus du Lias inférieur, une lumachelle grise avec gastéropodes et *Ostrea sublamellosa* Dunk.

La grande analogie de ces dépôts avec ceux des environs de Digne est très remarquable, surtout si l'on tient compte du caractère aberrant de l'Infralias dans la région intermédiaire, à Bayons et au nord de Barles. Je chercherai à expliquer ce fait singulier lorsque je m'occuperai du Lias, qui présente des changements de faciès de même ordre.

Comparaison avec d'autres régions. — On voit, par ce qui précède, que l'Infralias des Basses-Alpes est totalement indépendant du Keuper et que, par sa partie supérieure, il se relie intimement au Lias inférieur. Ses trois zones sont nettement distinctes, au moins aux environs de Digne.

La zone à *Avicula contorta* présente un faciès marno-calcaire et schisteux à sa base, calcaire au sommet. Au point de vue paléontologique, elle se distingue par l'absence complète des céphalopodes et des brachiopodes et par la petite taille des gastéropodes, les lamellibranches constituant l'élément prédominant de sa faune. L'Infralias inférieur des Basses-Alpes présente donc nettement les caractères du faciès souabe, tel qu'il a été établi par Suess¹.

Il offre les plus grandes analogies lithologiques et paléontologiques avec les schistes noirs à *Avicula contorta* de la Lombardie, avec les calcaires marneux du même horizon, de Vizille, de la Maurienne, de la Tarentaise, du Chablais, des Alpes Vaudoises, avec les couches marno-calcaires et schisteuses de la base de la zone à *Avicula contorta* des bords du lac de Lucerne, des Alpes Bavaïses, de l'Osterhorn, dans le Salzkammergut, etc. Dans toutes ces régions la faune de l'Infralias inférieur est exactement la même que celle des grès rhétiens de Souabe, d'Alsace, de l'Allemagne du Nord, de la Côte d'Or, ce qui montre une fois de plus que les faunes peuvent être entièrement indépendantes de la nature des dépôts et qu'elles sont bien plutôt fonction de la profondeur de la mer, de la salure des eaux, de la direction des courants.

Les marno-calcaires et les schistes à faciès souabe de la base du Rhétien sont recouverts, sur presque toute la bordure septentrionale des Alpes, ainsi qu'en

¹ Suess und Mojsisovics, Studien über die Gliederung der Trias, etc. II. Gruppe des Osterhorns. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.* 1868.

Lombardie ¹, par des couches calcaires à brachiopodes. C'est le faciès des Carpathes de Suess, caractérisé par l'abondance de *Terebratula gregaria*. Ce fossile manque dans les Basses-Alpes, mais les schistes et les marno-calcaires à *Avicula contorta* y sont surmontés comme ailleurs par des calcaires compactes, dans lesquels on n'a pas rencontré jusqu'à présent de fossiles. Il est probable qu'ils se sont déposés dans une mer plus profonde que les couches sous-jacentes, tout comme le faciès des Carpathes correspond à une plus grande profondeur des eaux que le faciès souabe ². Les faciès de Kössen, de Salzbourg et du Dachstein n'ont pas d'analogues dans les Alpes françaises.

Les zones à *Psiloceras planorbis* et à *Schlotheimia angulata* présentent le faciès marno-calcaire le mieux caractérisé, leurs dépôts ne diffèrent en aucun point essentiel de ceux de la Bourgogne, de la vallée du Rhin, de la Souabe et n'offrent pas la moindre analogie avec les couches à céphalopodes du type méditerranéen des Alpes Bavaïses et Autrichiennes et du littoral ligurien. Il est manifeste que les Alpes françaises appartenaient, à l'époque de l'Infralias, à la même province zoogéographique que la Bourgogne, le bassin de Paris, l'Allemagne, et que les courants chauds qui ont amené dans les Alpes orientales toute une faune nouvelle de céphalopodes, ne se sont que très faiblement fait sentir dans notre région.

Le faciès sableux qui, sur les bords du Plateau Central, en Normandie et en Lorraine, envahit l'Infralias en tout ou en partie, par suite du voisinage des massifs anciens, n'est connu en aucun point des Alpes occidentales.

Les zones supérieures de l'Infralias sont reliées avec la zone à *Avicula contorta* par un certain nombre d'espèces communes, mais leurs affinités paléontologiques avec la zone à *Arietites Bucklandi* ne sont pas moins intimes. Il est bien certain que, par leurs céphalopodes, elles se relient beaucoup mieux au Lias inférieur qu'au Rhétien, qui contient encore des types franchement triasiques tels qu'*Arcestes* et *Choristoceras*. En bien des points, la fin du Rhétien est marquée par un retour du faciès des marnes irisées; ailleurs, comme par exemple aux environs de Viller-Saxel, dans la Haute-Saône, le Rhétien est isolé de l'Infralias supérieur par l'absence de la zone à *Psiloceras planorbis*; dans les Basses-Alpes, la zone à *Avicula contorta* est séparée de la zone à *Psiloceras planorbis* par des calcaires massifs sans fossiles, tandis que la zone à *Schlotheimia angulata* passe insensiblement à la zone à *Arietites Bucklandi*, de sorte qu'il devient très difficile, sur le terrain, d'établir une limite précise entre les deux.

Dans ces conditions, on est en droit de se demander si l'Infralias, tel qu'il est compris par la plupart des géologues français et tel qu'il est adopté par un certain nombre de savants étrangers, comme Stoppani, E. von Mojsisovics, Zimmermann, répond à un groupe naturel, que l'on peut opposer au Lias proprement dit. Distraire l'« Hettangien », c'est-à-dire les zones à *Psiloceras planorbis* et à

1. E. Zimmermann, Stratigraphische und paläontologische Studie über das deutsche und das alpine Rhät. Dissertation Jena 1884.

2. E. von Mojsisovics, Die Dolomit-Riffe von Südtirol. p. 75.

Schlotheimia angulata du Lias inférieur, c'est, je crois, méconnaître des affinités paléontologiques très intimes et c'est ne pas tenir compte d'une classification ancienne, qui avait la priorité et qu'il n'y avait aucune raison sérieuse d'abandonner. Partisan convaincu de la réunion de la zone à *Avicula contorta* au Jurassique et même au Lias dont elle constituerait l'étage inférieur ou Rhétien, je ne voudrais pas me prononcer en faveur de sa fusion avec l'Hettangien en un groupe de l'Infralias, que je considère comme artificiel et dont je ne me suis servi dans ce travail que pour ne pas m'éloigner de la classification généralement adoptée en France et parce que, dans une région voisine de celle que j'ai étudiée, dans la Basse-Provence, l'« Infralias » est isolé du reste du Lias par l'absence constante du Lias inférieur.

II. — LIAS.

Historique. — Le groupe du Lias est un des premiers terrains dont l'existence ait été constatée dans les Hautes et les Basses-Alpes. Les auteurs qui de 1830 à 1840 s'occupèrent de nos régions en font tous mention et lui attribuent même une série de couches qui depuis en ont été distraites. Tous ils étudient le Lias en bloc et ce n'est que d'Orbigny qui y établit des subdivisions, celles que, sous les noms de Sinémurien, Liasien et Toarcien, il s'efforça, le premier, de retrouver dans toutes les régions de la France. Dans son « *Cours élémentaire* » (12), il signale le Sinémurien de Chaudon, Entrages, Digne, Gap (p. 433); il en décrit les couches redressées à Gévaudan, ondulées sur la route de Chaudon à Digne et figure ces accidents. Il constate la présence du Liasien à Barjac, près Castellane, et à Chaudon, d'où il donne une coupe dirigée de l'ouest à l'est (fig. 416). Il mentionne le Toarcien de Chaudon, d'Entrages, des Dourbes, etc., et décrit près d'Entrages (p. 472) la « perturbation finale de l'étage ». Les couches à *Amm. bifrons* auraient été usées et corrodées avant de recevoir les argiles noires du Bajocien.

Dans le « *Prodrome* » (13), d'Orbigny énumère de nombreuses espèces du Lias des Basses-Alpes, dont quelques-unes sont nouvelles.

Plus tard, Rozet et Lory décrivent les couches du Lias dans la vallée de la Durance, mais sans les distinguer du Trias. Nous avons vu déjà plus haut quel pas important Hébert fit faire à la géologie de nos chaînes subalpines en séparant nettement le Trias du Lias et en établissant l'existence, dans notre région, de la zone à *Avicula contorta*.

C'est à lui que nous devons également la première coupe détaillée du Lias des environs de Digne et une classification des diverses assises que l'on peut considérer comme définitive, bien que, peu après, Dieulafait ait encore attribué au Lias supérieur toute la moitié supérieure du Lias moyen (25, p. 405).

Les travaux de Dieulafait contiennent les données les plus complètes sur l'extension du Lias inférieur dans la région qui nous occupe. Il distingue très bien les deux faciès du Lias inférieur que nous aurons à décrire plus bas, mais il crut les voir en superposition et arriva à la conclusion erronée que l'Infralias des Hautes-Alpes est séparé de la partie supérieure du Lias inférieur par une lacune par émergence, correspondant aux calcaires à gryphées absents (27, p. 461).

Nous devons à Garnier des coupes et des listes de fossiles très complètes du Lias des environs de Digne et de Barles (34), qui nous fourniront un point de départ précieux.

Enfin les travaux plus récents de M. Goret (45) et ceux de M. Kilian (48) contiennent d'importantes données sur le Lias du bassin de l'Ubaye et sur celui des environs de Saint-Geniez et de Clamensanne.

Aperçu général. — Dans la région qui fait l'objet de ce travail, nous avons à distinguer trois types différents du Lias: le lias à faciès provençal, caractéristique de la partie occidentale et méridionale de notre région; le Lias à faciès dauphinois, qui s'observe le long d'une ligne dirigée du N.O. au S.E., des environs de Gap à la Javie; enfin, le faciès briançonnais — répétition du faciès provençal, ou au moins très analogue à celui-ci — au nord-est de la région occupée par le précédent.

J'étudierai successivement chacun de ces trois types du Lias.

1^o RÉGION A FACIÈS PROVENÇAL

a. Lias inférieur.

Environs de Digne. — Le Lias inférieur des environs de Digne a été si bien étudié par Garnier (34, p. 630), que je ne puis mieux faire que de donner un résumé succinct de sa coupe prise dans un ravin du quartier des Epinettes, sur la rive gauche de la Bléone.

Immédiatement au-dessus des calcaires de la zone à *Schlotheimia angulata* viennent des calcaires noirs, avec schistes argileux intercalés, contenant les premières *Gryphæa arcuata* et l'*Arietites liasicus* d'Orb., qui se trouve donc ici au même niveau qu'en Alsace, par exemple. Ces couches sont surmontées par un banc de calcaire, de 20 mètres d'épaisseur, à surface marneuse couverte d'empreintes de grands *Arietites Bucklandi* Sow., et d'espèces voisines. Au-dessus s'observent des calcaires sans fossiles sur une épaisseur de 16 mètres. Les calcaires qui suivent ont la surface couverte de bivalves en partie brisés. *Oxytoma sinemuriense* d'Orb., *Chlamys Hehli* d'Orb., *tectoria* Schloth. sont les espèces les plus abondantes.

Ce n'est que la partie supérieure des calcaires à gryphées qui contient une grande variété de fossiles; Garnier cite une trentaine d'espèces associées au *Belemnites acutus* Mill., qui fait son apparition ici. La présence des *Arietites sinemuriensis* d'Orb. et *Kridion* Hehl, à ce niveau, mérite d'être signalée, car c'est également dans cette position que ces deux espèces se rencontrent dans toute l'Europe occidentale, caractérisant avec l'*Arietites semicostatus* Young (*geometricus* Opp.) et le *Belemnites acutus* Mill. une sous-zone, déjà distinguée par Oppel.

Les fossiles de cette sous-zone se trouvent à Digne dans des calcaires noirs en bancs minces, alternant avec des schistes argileux. C'est aussi le niveau principal de la *Gryphæa arcuata* et du *Pentacrinus tuberculatus*. Les articles de la tige de ce crinoïde se trouvent en abondance sur les bancs calcaires et isolés dans les schistes. Dans ce dernier cas, ils sont très recherchés et sont montés

sur or ou argent, sous le nom de pierres de Saint-Vincent, par les bijoutiers de Digne ¹.

C'est par les couches à *Belemnites acutus* que Garnier termine son Lias inférieur, mais l'on sait que tous les géologues anglais et allemands et une grande partie des géologues français rangent encore dans cet étage une importante série de quatre zones successives, le Lias β de Quenstedt (zones de l'*Arietites* [*Asteroceras*] *Turneri*, de l'*Arietites* [*Asteroceras*] *obtusus*, de l'*Oxyntoceras oxyntum* et du *Caloceras raricostatum*). Il ne faudrait pas croire que cet ensemble n'est pas représenté aux environs de Digne, il me paraît constitué par les « calcaires bréchiformes » de la base du Lias moyen de Garnier. Ce sont des calcaires durs, noirs, bréchoïdes, avec quelques bancs minces de schistes argileux intercalés; Garnier évalue leur épaisseur à 60 mètres. Il n'y a trouvé qu'une *Spiriferina* et un moule de bivalve indéterminable. J'ai été plus heureux et j'ai pu recueillir en place, dans un mince lit schisteux, sur la route de Digne aux Bains, un exemplaire d'*Agassiceras personatum* Simps., rare espèce connue seulement du Yorkshire et des calcaires du Hierlatz, mais essentiellement caractéristique de la partie supérieure du Lias inférieur ².

En y comprenant les « calcaires bréchiformes », l'épaisseur de tout le Lias inférieur des environs de Digne peut être évaluée à plus de 140 mètres, aussi cette masse importante de couches joue-t-elle un rôle considérable dans la région. Le Lias inférieur forme les premiers contreforts des montagnes jurassiques qui s'étendent à l'est de Digne, entre la Bléone et la crête des Dourbes, ses couches plongent vers l'E.N.E. et supportent régulièrement le Lias moyen. Elles constituent le socle de la montagne du Cousson et forment l'ossature des montagnes de Saint-Benoît et de Siron, au N.O. de Digne.

Le cirque de la Robine, occupé dans son centre par du Lias supérieur supportant un monticule bajocien, est entouré sur tout son pourtour par le Lias inférieur. Sur la rive gauche du Bès, depuis l'embouchure de cette rivière dans la Bléone, le Lias inférieur forme la base du chaînon du Blaycul et s'étend en bande continue jusqu'à Barles.

Dans tous ces affleurements l'étage présente les mêmes caractères qu'aux environs immédiats de Digne et il est toujours fossilifère dans certains bancs, en particulier entre Courbons et Thoars et, sur le chemin de Barles, au pied de la montagne qui porte le village de Tanaron.

Le Lias inférieur forme généralement des surfaces impropres à la culture, très rocailleuses et couvertes de buis et de chênes verts.

Barles. — Le Lias inférieur de Barles a été également décrit par Garnier (34, p. 620). Il ne diffère ni par sa faune ni par ses caractères lithologiques de celui des environs de Digne, mais sa puissance est réduite à 35 mètres. Ses couches forment une barre de rochers qui traverse la vallée du Bès perpendicu-

¹ M. Honorat de Digne a publié sur le *Pentacrinus tuberculatus* un travail rempli de renseignements intéressants (38).

² Voyez Haug, *Ueber die Polymorphide*. *Neues Jahrb.* 1887, II, p. 97, pl. IV, fig. 4, 2.

lairement au cours de la rivière. A la cluse elles sont verticales, mais à l'ouest de ce point elles sont renversées vers le sud et refoulées sur le Jurassique moyen. Par suite de ce renversement, l'Infralias repose sur le Lias inférieur sur tout le plateau de Chine.

Le Lias inférieur de Barles est très fossilifère; au-dessus de Mille-Solles, j'ai trouvé, à côté de très nombreuses *Gryphæa arcuata*, *Maclromya liasina* et une belle *Lima gigantea*. Au nord de Barles, le Lias inférieur présente le faciès dauphinois.

Environs de Saint-Geniez. — Le Lias inférieur forme une bande continue, s'étendant de Mélan à Entraix et sans doute même plus loin, et passant à 2 kilom. à l'est de Saint-Geniez. Il est connu depuis longtemps et a été décrit récemment encore par M. Kilian, qui y a trouvé quelques uns des fossiles caractéristiques. Son épaisseur est beaucoup moins considérable qu'à Digne, mais les caractères lithologiques restent sensiblement les mêmes.

Nibles. — Le calcaire à gryphées forme au sud de Nibles un anticlinal dirigé de l'ouest à l'est et coupé par la Sasse. Vers l'ouest, il forme le rocher de Hongrie, qui surgit comme un récif au milieu des couches du Jurassique moyen. M. Kilian a trouvé à Nibles les fossiles suivants :

Belemnites acutus Mill.
Pholadomya corrugata Koch et Dunk.
Pleuromya Galathea d'Orb.
 » *Toucas* Dum.
Gryphæa arcuata Lamk.
Pentacrinus tuberculatus Mill.

Lias inférieur entre la Sasse et la Durance. — La bande de Lias inférieur, qui s'étend de Mélan à Entraix, se continue probablement vers le nord jusqu'à la Sasse, où elle va rejoindre l'important affleurement de Clamensanne, qui forme une grande voûte, dont le noyau est occupé par les couches à *Schlotheimia angulata*. M. Kilian en a donné la coupe (48, p. 62). Les caractères lithologiques des assises sont toujours les mêmes; les fossiles sont très abondants; à ceux que signale M. Kilian, je puis ajouter les suivants :

<i>Arietites Conybeari</i> Sow.	<i>Pholadomya Idea</i> d'Orb.
» <i>semicostatus</i> Young.	<i>Spiriferina Walcottii</i> Sow.
» <i>rotiformis</i> Sow.	» <i>rostrata</i> Schloth.

La sous-zone à *Ariet. semicostatus* est donc également représentée ici.

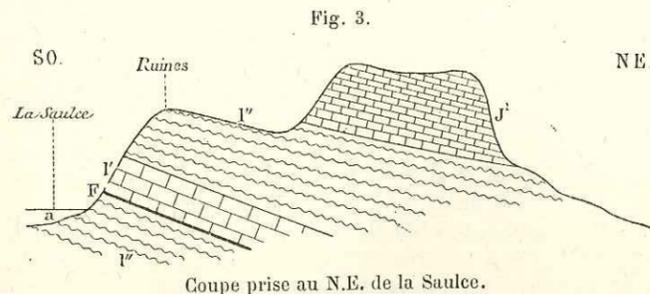
Au N.E. de Clamensanne, entre les Hautes-Graves et le ravin de Rouinon, le Lias inférieur forme deux masses refoulées sur les marnes oxfordiennes, l'une venant du nord, l'autre venant du sud. J'ai trouvé non loin du col un fragment d'*Arietites* [*Asteroceras*] *Brooki* Sow.

Le Lias inférieur est encore bien développé aux environs d'Astoin; ses caractères lithologiques ont peu varié, mais son épaisseur est bien moins considérable qu'à Clamensanne. Les fossiles sont très mal conservés. Dans le torrent des Trente-Pas, j'ai trouvé un gros fragment d'*Arietites* indéterminable.

Les calcaires à gryphées de la rive droite du Grand-Riou, entre le Caire et Faucon, ont été décrits par M. Kilian qui y a trouvé :

Belemnites acutus Mill.
Arietites bisulcatus Brug.
Gryphæa arcuata Lamk.

Je rapporte encore, bien qu'avec doute, au faciès du Sud-Ouest, le Lias inférieur de la Saulce (Hautes-Alpes). J'ai relevé au N.O. de cette ville la coupe suivante (fig. 3) :



- a. Schistes noirs du Lias supérieur (I').
Surface de chevauchement (F-F).
b. Calcaire noduleux bleu noirâtre avec *Cardinia* cf. *hybrida* Ag., *Ostrea* sp. indet. (I').
c. Calcaire noir en gros bancs avec *Arietites* sp. (I').
d. Calcaire sans fossiles à la base, avec bélemnites dans les bancs supérieurs (I').
e. Calcaires marneux et schistes noirs micacés avec *Oxytoma sinemuriensis* d'Orb. Vers le haut, bancs très compactes avec couches de spath calcaire et couches ocreuses (I').
f. Calcaires schisteux à cassure prismatique avec *Harpoceras* sp. indet. (I').
g. Calcaires gris et marno-calcaires du Bajocien (J').

Les calcaires *b* sont refoulés sur les schistes noirs du Lias supérieur qui s'étendent assez loin vers l'ouest; ils forment la base de la falaise et représentent probablement la partie supérieure de l'Infralias. Les calcaires *c* représentent le Lias inférieur, réduit ici à une vingtaine de mètres d'épaisseur. J'aurai à m'occuper plus bas des couches *d-f*, qui correspondent au Lias moyen et supérieur.

Les calcaires du Lias inférieur sont représentés également de l'autre côté de la Durance, où Dieulafait les a signalés près de Curbans (27, p. 459).

b. Lias moyen.

Environs de Digne. — La succession des couches du Lias moyen peut très bien s'observer sur la route de Digne à Entrages, aux environs des Bains (fig. 4). Garnier l'a fait connaître en détail; l'exactitude de ses descriptions peut être facilement vérifiée. Je donnerai successivement les caractères des différentes assises d'après ses notes, les complétant par des observations personnelles.

1° Calcaires marneux à *Oxytoma cygnipes*.

Ces couches, dont Garnier évalue l'épaisseur à 10^m, sont très pauvres en fossiles. Elles paraissent représenter les zones inférieures du Lias moyen, à en juger par la présence du *Cycloceras binotatum* Opp. (= *Amm. Valdani* d'Orb.), dont Garnier a trouvé un fragment très comprimé.

2° Calcaires compactes à *Gryphæa cymbium*.

Ce sont des calcaires gris-foncé à l'intérieur, rougeâtres à l'extérieur, très compactes, en gros bancs très résistants aux agents atmosphériques. Ils sont très siliceux et contiennent de nombreux silex branchus souvent très gros; d'autres fois l'on y rencontre des boules de pyrite. Des veines spathiques traversent les couches perpendiculairement aux plans de stratification.

Dans leurs parties inférieure et moyenne, ces calcaires sont très peu fossilifères; ils ne contiennent guère que des bélemnites indéterminables et quelques *Gryphæa cymbium*. Les bancs supérieurs sont pétris de fossiles; mais ce n'est que sur les surfaces qu'ils peuvent être dégagés. Le dernier banc est creusé de cavités irrégulières remplies d'hydroxyde de fer ou de marnes des couches sus-jacentes; il est rempli de bélemnites entassées les unes sur les autres, et les ammonites sont assez abondantes à la surface.

Cette surface supérieure des calcaires compactes à *Gryphæa cymbium* est très bien visible à l'est et au sud des Bains, à l'ouest d'Entrages, au hameau de Gévaudan et tout autour de la Robine.

Voici la liste des fossiles que j'ai pu recueillir moi-même dans ces bancs supérieurs ou que j'ai vus dans la collection Garnier :

<i>Phylloceras Zetes</i> d'Orb.	<i>Harpoceras Normannianum</i> d'Orb.
<i>Lytoceras fimbriatum</i> Sow.	<i>Belemnites elongatus</i> Mill.
<i>Aegoceras capricornu</i> Schloth.	» <i>breviformis</i> Voltz.
» <i>Centaurus</i> d'Orb.	<i>Semipecten</i> cf. <i>Davai</i> (Dum.)
<i>Liparoceras striatum</i> Rein.	<i>Spiriferina pinguis</i> Ziet.
<i>Amaltheus margaritatus</i> Montf.	

Cette faune est exactement celle des couches-limite entre la zone à *Dactyloceras Davai* et la zone à *Amaltheus margaritatus*.

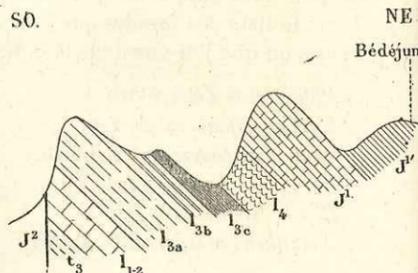
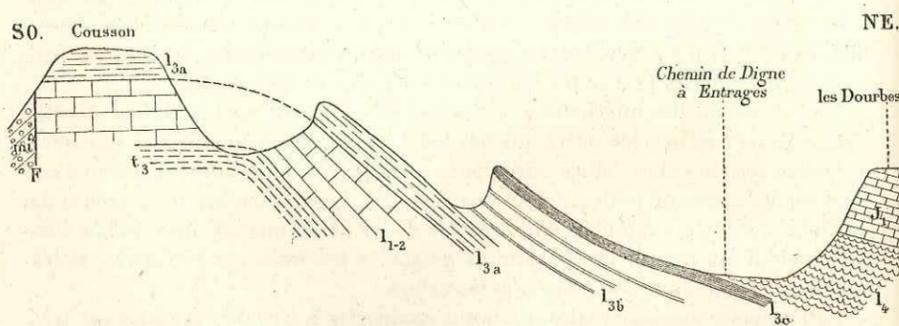
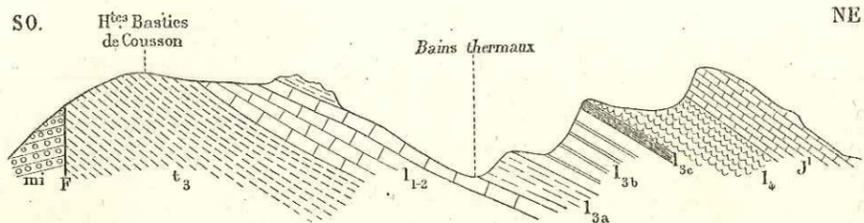
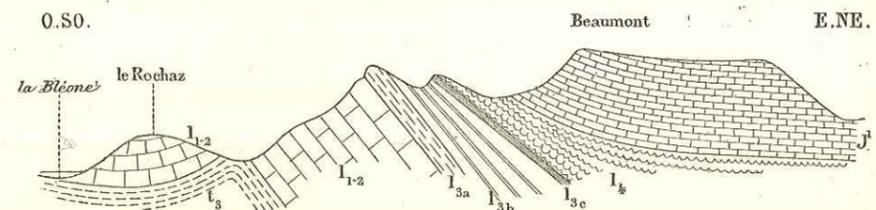


Fig. 4.

Coupes des chaînes au S.E. de Digne.

*t*₃. Trias supérieur. — *l*₁₋₂. Infralias et Lias inférieur. — *l*_{3a}. Calcaires siliceux. — *l*_{3b}. Marnes à *Amm. margaritatus*. — *l*_{3c}. Calcaires roux à *Amm. spinatus*. — *l*₄. Lias supérieur. — *J*₁. Bajocien. — *J*₁. Bathonien. — *mi*. Miocène. — *F*. Faille.

3° Marnes et marno-calcaires à *Amaltheus margaritatus*.

D'après Dieulafait, le Lias moyen se termine par le banc-limite à surface corrodée que nous venons de décrire¹, mais les travaux de Garnier montrent avec la plus grande évidence qu'il n'en est pas ainsi, le banc-limite étant recouvert par plus de 120 mètres de couches que l'on doit encore attribuer au Lias moyen.

Les calcaires compacts supportent un système de plus de 100 mètres de puissance de marnes grises ou bleuâtres, micacées, alternant régulièrement avec des bancs de calcaires marneux de 20 à 30 centimètres. Les fossiles y sont peu abondants et en général fort mal conservés. Garnier cite des empreintes d'*Am. margaritatus* et de *Pecten æquivalvis*, j'y ai trouvé, près des Bains, des fragments de bélemnites et plusieurs échantillons d'un gastéropode que je rapporte à *Chemnitzia branoviensis* Dum. Près de Givaudan, j'ai rencontré dans les marnes des moules de bivalves indéterminables.

Mais le fait le plus intéressant que j'aie à signaler au sujet de ces couches, c'est la présence, dans les marnes, de nodules calcaires en forme de cylindres surbaissés, contenant dans le voisinage de l'axe deux tubes parallèles à parois propres. Ces corps sont tout à fait pareils à ceux que Marcel de Serres a décrits sous le nom de *Tisoo siphonalis* et dont Dumortier a longuement discuté la nature. Il les considère comme des gaines d'annélides.

4° Calcaires gréseux à *Amaltheus spinatus*.

Les marnes à *Amaltheus margaritatus* sont surmontés d'une manière constante, aux environs de Digne, par 15 mètres de calcaires siliceux, en bancs à surface ondulée, passant par décalcification à de véritables grès, bleus à l'intérieur, rouillés dans les parties exposées à l'air. Les parties les plus calcaires sont souvent spathiques et donnent au choc une odeur fétide. Le passage des calcaires gréseux à *Amaltheus spinatus* aux couches sous-jacentes est insensible, des bancs de calcaires durs venant s'intercaler à la partie supérieure des marnes micacées et des couches minces de ces marnes venant s'intercaler à la base du système calcaire.

La limite supérieure est bien plus tranchée, le banc supérieur des calcaires est constitué par un calcaire bleu, spathique, pyriteux, rempli de bélemnites; sa surface est très irrégulière, comme corrodée, les dépressions sont remplies de boules d'hydroxyde de fer provenant de l'oxydation des pyrites. Immédiatement au-dessus viennent les marnes grises du Lias supérieur.

Les bélemnites sont très communes dans les calcaires gréseux, mais je n'ai pu déterminer que le *Bel. breviformis* Voltz; *Pseudopecten æquivalvis* Sow. est aussi assez abondant. Les autres fossiles sont plus rares, notamment l'*Amaltheus spi-*

¹25, p. 405. « En effet, si aux environs de Digne, comme la chose paraît parfaitement établie, le Lias moyen se termine avec les gros bancs calcaires, cet étage n'est pas complet à la partie supérieure. »

natus et les brachiopodes cités par Garnier. J'ai trouvé près de Digne *Lima* cf. *gigantea* et *Pecten* sp. et, à la Lauze près de Marcoux, et sur la rive opposée de la Bléone, *Semipecten velatus* (Goldf.) et *Lima Hermannii* Ziet.

Le Lias moyen joue un rôle orographique très important aux environs de Digne. Il forme une bande continue de largeur variable qui s'étend de Norante, au sud, jusqu'aux environs du Brusquet, au nord, où il change de caractère. Si l'on fait abstraction de la division inférieure, chacune des trois autres présente dans cette bande des caractères particuliers, la division inférieure et la division supérieure calcaires formant falaise, la division moyenne marneuse formant des versants à pentes douces, fortement ravinés (fig. 4). Les couches plongeant régulièrement vers l'est sous un angle de 35-40° environ, il en résulte une disposition en gradins très remarquable : les falaises ont leur versant abrupt tourné vers l'ouest et tombent en pente douce vers l'est, supportant le plus souvent une mince couverture plus ou moins morcelée des couches marneuses susjacentes. La falaise principale est formée par les calcaires très résistants de la subdivision inférieure. Elle commence au sud entre Norante et Chaudon, se dirige de là vers le N.O. jusqu'au Cousson, entaillée profondément par les torrents de Bédéjun et de Chabrières. Au Cousson, le crêt se transforme en un plateau qui forme tout le sommet de la montagne, puis recommence et s'abaisse peu à peu jusqu'au niveau du torrent des Bains, qui franchit la barre rocheuse en un défilé pittoresque. Un « témoin » forme, de l'autre côté d'un ravin qui débouche en ce point, une muraille de rochers très étroite qui s'élève graduellement jusqu'à environ 1000 mètres d'altitude sur les flancs du Cousson. De l'autre côté du torrent se dressent les bizarres rochers des Bains, au pied desquels jaillissent les sources thermales et qui supportent la chapelle de Saint-Pancrace. Puis viennent successivement au nord la coupure du torrent de Mirouès, le crêt portant la chapelle de Notre-Dame-du-Bourg, la coupure du torrent du Marderic, par laquelle passe la route de Seyne, le crêt de la montagne de Saint-Vincent. Ce sont ces crêts escarpés, étincelant au soleil de l'après-midi, qui donnent au paysage de Digne son aspect si étrange, frappant surtout pour une personne qui passe pour la première fois le pont de la Bléone en venant de la gare.

Au nord de la montagne de Saint-Vincent, la falaise de la base du Lias moyen perd de son individualité, la résistance des calcaires à *Gryphaea cymbium* aux agents atmosphériques n'étant pas beaucoup plus considérable que celle des calcaires du Lias inférieur. Ce manque d'indépendance orographique du Lias inférieur et de la partie inférieure du Lias moyen se fait sentir encore plus nettement sur la rive droite de la Bléone, dans tout le chaînon du Blayeul et dans les montagnes qui entourent la Robine. Plus au sud, par contre, les rochers du Lias moyen en couches verticales forment une barrière énorme entourant le ravin de Givaudan, creusé, dans sa partie moyenne, dans les marnes à *Amaltheus margaritatus* faisant boutonnière (pl. IV, fig. 5). Enfin, la montagne qui domine Digne au nord-ouest est couronnée par des rochers très échancrés appartenant au Lias moyen.

La deuxième falaise, formée par les calcaires à *Amaltheus spinatus*, située à l'est de la première, est moins apparente, mais la constance de ses allures topographiques est non moins remarquable. Près d'Entrages, les calcaires gréseux se présentent sur un versant exposé à l'orient, avec une inclinaison très voisine de la pente de ce versant, de sorte que le crêt auquel ils donnent naissance ne peut guère frapper que le géologue ; mais à partir de Feston, la bande de couches à *Amaltheus spinatus* passe sur le versant opposé, formant alors le crêt qui porte le château de la reine Jeanne.

A partir de ce point, la falaise des calcaires gréseux peut être suivie d'une manière continue, parallèlement à celle des calcaires compactes, jusqu'à son intersection avec la vallée de la Bléone. De l'autre côté de cette rivière, les calcaires à *Amaltheus spinatus* se trouvent de nouveau sur un versant incliné dans le même sens et sous le même angle que le plongement des couches, de sorte que leur surface d'affleurement est subitement quadruplée, aussi tout ce quartier se prête-t-il très bien à leur étude. Au Mousteiret ils passent de nouveau sur la rive gauche de la Bléone, mais leurs caractères lithologiques se sont modifiés ; ils ont fait place à des calcaires noirs marneux, qui ne se distinguent plus guère des schistes et des marnes entre lesquels ils sont intercalés. J'aurai à en reparler lorsque je m'occuperai du faciès dauphinois.

Sur la rive gauche du Bès, tout autour de la Robine, les calcaires gréseux conservent leurs caractères lithologiques et jouent le même rôle orographique qu'aux environs immédiats de Digne. La Robine est située dans l'axe d'un synclinal orienté O.N.O.-E.S.E., les calcaires à *Amaltheus spinatus* se présentent par la surface des couches, recouverts en partie par une mince couverture de Lias supérieur ; vers le sud ils montent jusqu'à 1134^m d'altitude et forment une falaise très abrupte du côté opposé au village, le même fait se reproduisant vers le nord.

Le rôle orographique des marnes à *Amaltheus margaritatus* offre le contraste le plus frappant avec celui que jouent les calcaires entre lesquels elles sont intercalées. Des versants adoucis, couverts de chênes verts ou profondément ravinés, font place aux abrupts et aux surfaces rocheuses et dénudées.

Les calcaires compactes à *Gryphaea cymbium* sont exploités dans plusieurs carrières aux environs de Digne et servent à l'empierrement des routes et à la construction des digues. Les calcaires gréseux sont également exploités, bien que sur une moindre échelle.

Extension vers le nord-ouest. — Le Lias moyen de Barles a été décrit par Garnier (34, p. 619), il présente des caractères sensiblement différents de celui des environs de Digne. On peut encore distinguer, à la base, des calcaires à rognons de silex irréguliers, mais leur puissance est réduite à une quarantaine de mètres, leurs couches supérieures contiennent *Gryphaea cymbium*. La réduction principale se fait aux dépens des couches à *Amaltheus margaritatus*, qui paraissent représentées par 20^m de schistes noirs alternant avec des calcaires rougeâtres, et au profit des calcaires siliceux de la zone à *Amaltheus spinatus*, qui

sont plus puissants qu'aux environs de Digne et sont pétris de *Pecten æquivalvis* et de grosses bélemnites. Tout le Lias moyen a ici 80^m seulement, au lieu de 265^m environ, qu'il avait à Digne, d'après les évaluations de Garnier.

Dans l'arrondissement de Sisteron, le Lias moyen est également très réduit, mais il est encore peu connu.

Sur la route de Saint-Geniez à Authon, près de la ferme des Traverses, j'ai pu observer la succession suivante :

a. Calcaire bleu mal stratifié passant insensiblement aux couches b par alternances répétées des deux roches.

b. Marnes gris foncé, micacées, alternant avec des bancs de calcaire marneux, noduleux, plus ou moins épais. 40^m.

c. Calcaire noir gréseux, rouillé à la surface, à cassure prismatique. Surface supérieure ravinée et durcie, couverte d'hydroxyde de fer. Un peu au-dessous de ce banc-limite, nombreuses bélemnites et *Dactyloceras annulare*. 4^m.

Les couches a paraissent représenter les calcaires à *Gryphaea cymbium*, les couches b possèdent les caractères lithologiques des marnes à *Amaltheus margaritatus*, les couches c correspondent aux calcaires gréseux à *Amaltheus spinatus*, mais leur partie supérieure contient déjà des formes du Lias supérieur. La réduction du Lias moyen porte donc ici sur les couches les plus élevées de l'étage.

Non loin du point où j'ai relevé ma coupe, M. Kilian a pu trouver quelques fossiles très caractéristiques (48, p. 70). Il cite, de la cluse du Vanson, *Amaltheus margaritatus* Montf. et *Lytoceras* sp. indet. et, de la ferme du Trénom, *Amaltheus margaritatus* avec *Belemnites umbilicatus* Blainv. et *elongatus* Mill.

A Nibles et à Châteaufort, le Lias moyen très réduit existe entre le Lias inférieur et le Lias supérieur. Aux environs de Clamensanne, le Lias moyen est également très mal représenté, mais l'on pourrait être tenté d'attribuer la réduction qu'il a subi à un laminage des couches marneuses.

A Astoin les calcaires de la base du Lias moyen forment falaise, comme aux environs de Digne. Les marnes à *Amaltheus margaritatus* n'ont qu'une dizaine de mètres d'épaisseur. Les calcaires gréseux forment également falaise et se terminent par une surface corrodée, qui supporte le Lias supérieur.

Le Lias moyen des environs de Faucon et de la Saulce présente déjà le faciès dauphinois.

c. Lias supérieur.

Environs de Digne. — J'ai décrit plus haut la surface irrégulière et corrodée des calcaires gréseux à *Amaltheus spinatus*, la couche la plus élevée du Lias moyen. Les couches inférieures du Lias supérieur peuvent très bien être étudiées à Entrages et à Feston au S.E. de Digne et surtout à la Robine. A Feston, l'on voit, au-dessus d'une carrière établie dans les calcaires supérieurs du Lias moyen, une épaisseur de 2 m. environ de marnes grises grumelleuses alternant avec des bancs de marno-calcaires noduleux, portant à leur surface des « coups

de balai ». Puis vient un cordon de nodules de calcaire ferrugineux, aplatis, présentant une ressemblance frappante avec des bouses de vache. Ce sont généralement des ammonites très encroûtées qu'il est toutefois possible de dégager quelquefois. Ce cordon de nodules est recouvert d'un banc de calcaire gris supportant des marnes noires schisteuses qui constituent les zones supérieures du Lias moyen. A la Robine les marnes grises schisteuses de la base ont environ 80^{cm} d'épaisseur, les « *Cancellophycus* » font défaut, les calcaires gris noduleux fossilifères en bancs de 30 à 50^{cm} d'épaisseur atteignent 1^m50. A Entrages les marnes grises disparaissent entièrement et les calcaires noduleux sont presque réduits à la couche de « bouses de vache ».

Les marnes grises schisteuses de la base sont très peu fossilifères; Garnier y signale des empreintes d'*Amm. cf. Raquinianus*; elles représentent probablement la zone à *Harpoceras serpentinum*. Les calcaires noduleux et les bouses de vache sont très fossilifères. J'ai recueilli les espèces suivantes :

Belemnites tripartitus Schloth.

Phylloceras Nilsoni Héb. adulte.

Lytoceras cf. Germaini d'Orb. id.

Lillia Lilli Hau.

Harpoceras [*Hildoceras*] *bifrons* Brug. très abondant.

» » *Levisoni* Simps.

» [*Grammoceras*] sp. indet.

En outre un nautilite indéterminable et une vertèbre de saurien.

La partie inférieure des schistes noirs qui constituent la subdivision supérieure du Lias supérieur est encore riche en « *Cancellophycus* ». Tout le reste de la série, atteignant une épaisseur de près de 200^m, est formé presque entièrement de marnes schisteuses noires, grumelleuses, micacées, contenant surtout des ammonites comprimées, le plus souvent indéterminables. La partie inférieure renferme surtout des formes de la section des *Grammoceras*. Vers le milieu du système viennent s'intercaler des bancs de calcaires marneux noirs; au-dessus du premier banc l'on rencontre un niveau de petits gastéropodes (*Turbo capitaneus*, *Trochus subduplicatus*) et de bivalves (*Lucina murvielensis* Dum., *Nucula* sp.). Les couches supérieures, que j'ai pu étudier surtout, présentent assez fréquemment des échantillons comprimés de *Harpoceras opalinum* Rein. et *aalense* Ziet., sur le chemin de Digneaux Dourbes.

En résumé on retrouve aux environs immédiats de Digne les quatre zones que l'on peut distinguer, dans d'autres régions, dans le Lias supérieur.

1° Zone à *Harpoceras serpentinum*.

2° » » *bifrons* (niveau principal).

3° » » *striatulum* et *Lytoceras jurense*.

4° » » *opalinum*.

Les couches à *Turbo capitaneus* occupent un niveau très constant à la partie supérieure de la 3° zone.

A la Robine, les schistes noirs de la zone supérieure contiennent en abondance

des nodules de calcaire noir très durs, renfermant souvent des ammonites bien conservées. Voici les espèces que j'ai pu déterminer de cette localité.

Hammatoceras n. sp. cf. *fallax* Dum. non Ben.

Imeloceras Regleyi (Thioll.) Buckm. (*in litt.*) à tours non contigus.

Dumortiera cf. *Levesquei* d'Orb.

Harpoceras aalense Ziet.

» *fluitans* Dum.

» *lotharingicum* Branco.

» *costulatum* Ziet.

Cette faune est celle de la zone à *Harpoceras opalinum*.

Extension du Lias supérieur au nord et au nord-est de Digne. — A Barles le Lias supérieur est réduit, d'après les observations de Garnier, à une couche de 40^{cm} d'un calcaire noduleux, noir et brun, pyriteux, « avec *A. Thouarsensis*?, *A. Aalensis*, *A. heterophyllus*, *Belemnites tripartitus*. » Il est probable que cette réduction est due en partie à la compression et à l'étirement qu'ont subi les couches marneuses dans les phénomènes orogéniques. Plus au nord le Lias supérieur, à faciès dauphinois, présente une épaisseur énorme.

Près de Saint-Geniez, aux Traverses, le Lias supérieur n'a que 1^m50, ce sont des calcaires marneux gris, reposant sur la surface ravinée des calcaires gréseux du Lias moyen et passant insensiblement vers le haut au Bajocien. Nous avons vu plus haut que la faune du Lias supérieur débutait à la partie tout à fait supérieure des calcaires ocreux, au-dessous de la surface ravinée. M. Kilian cite les espèces suivantes des environs de Saint-Geniez (Traverses, Trénom, cluse du Vanson) :

Belemnites cf. *acuaris* Blainv.

Harpoceras striatulum Sow.

» *radians* Rein.

Caloceras crassum Phil.

» *Raquinianum* d'Orb.

A Nibles et à Clamensanne l'épaisseur du Lias supérieur est également peu considérable, M. Kilian l'évalue à 6^m dans la première de ces localités. Elle n'est guère supérieure à Astoin, où j'ai pu observer entre les calcaires roux du Lias moyen et les calcaires marneux du Bajocien des marno-calcaires noirs schisteux et des calcaires noduleux, dans lesquels j'ai trouvé *Harpoceras* sp. indet.

Rôle orographique du Lias supérieur. — Aux environs de Digne le Lias supérieur, grâce à sa grande épaisseur, joue un rôle orographique considérable. Il forme entre les escarpements du calcaire gréseux à *Amaltheus spinatus* et ceux du Bajocien une terrasse en pente douce ou un versant profondément raviné par les eaux de ruissellement (fig. 4), que l'on peut suivre d'une manière continue de Chaudon jusqu'à la Bléone, à l'ouest de Marcoux. Près de ce vil-

lage, les marnes noires prennent un développement énorme et recouvrent une grande surface, s'étendant sur une largeur de 2 kilom., par le Brusquet jusqu'à la Javie. A la Robine, le Lias supérieur occupe le fond du synclinal et forme à l'est du village une butte couronnée de Bajocien.

En tous ces points la surface d'affleurement des couches est presque entièrement dépourvue de végétation et c'est partout une succession de monticules et de ravins noirs, auxquels le reboisement ne s'est encore attaqué que timidement. Les meilleurs exemples de ces « robines » se voient vis-à-vis d'Entrages, à Feston, à Marcoux, entre le Brusquet et la Javie, à Rosabeau près la Robine, village qui tire son nom précisément de ces ravins (ravines, roubines, robines).

A Barles et dans l'arrondissement de Sisteron, le Lias supérieur, en raison de sa faible épaisseur, ne joue qu'un rôle tout à fait insignifiant; il forme un mince cordon en retrait entre les masses calcaires en saillie du Lias moyen et du Bajocien.

Extension vers le sud du Lias à faciès provençal.

Si des environs de Digne nous nous dirigeons vers le sud, nous voyons le Lias subir des modifications analogues à celles qu'il présentait lorsque nous l'avons suivi vers le nord-ouest.

Déjà sur la route de Norante à Chaudon, les couches marneuses du Lias moyen sont considérablement réduites, tandis que les couches calcaires prennent un développement plus considérable. Les calcaires siliceux à *Pecten æquivalvis* sont bien plus puissants qu'à Entrages et ne sont séparés des calcaires compactes à *Gryphæa cymbium* que par un système de marnes peu épais. Le Lias supérieur ne présente plus à sa partie supérieure cette épaisseur énorme de marnes noires, l'étage tout entier est formé par des schistes noirs alternant régulièrement avec des bancs de calcaires marneux remplis d'ammonites aplaties de la section des *Grammoceras*. Le calcaire à *Harpoceras bifrons* de la base est réduit à une couche de rognons aplatis.

Aux environs de Castellane, le Lias moyen et le Lias supérieur sont encore plus réduits. Voici, en résumé, dans cette région, d'après les travaux de Garnier (34, p. 732-737), la succession des assises liasiques :

Couches à *Avicula contorta* très fossilifères.

Calcaire à gryphées, très fossilifère surtout à la partie supérieure, dans les couches à *Belemnites acutus*, à Saint-Julien, à la Palud.

Lias moyen, représenté par une masse informe de calcaires gris et rougeâtres d'une centaine de mètres d'épaisseur, sans niveaux distincts, sans fossiles à Saint-Julien, peu fossilifère à la Palud (*Gryphæa cymbium*) et très riche à Chasteuil.

Lias supérieur représenté à Saint-Julien par 10^m de schistes sans fossiles; à la Palud, par 20 à 30^{cm} de calcaire brun noduleux, ferrugineux, avec *Harpoceras*

bifrons et *aalense*; aux Blaches, par une couche ocreuse de 5^m; à la Jaby, par 40^{cm} de calcaires marneux à *Harp. aalense*, terminés par 15^{cm} de calcaire gris oolithique à *Harp. aalense*, *costula*, *opalinum*.

À Chasteuil le Lias supérieur fait entièrement défaut, il en est de même pour le Lias inférieur et, fait très remarquable, l'on peut observer la disparition complète des deux mêmes étages à Chabrières, localité située bien plus au nord-ouest, non loin de Digne, mais orographiquement dans la même bande que Chasteuil.

Dans les environs d'Aix, le Lias présente une ressemblance frappante avec celui des environs de Digne, ainsi qu'il ressort des travaux de M. Collot¹. Le Lias inférieur est représenté par des calcaires gris, très fossilifères dans leur partie supérieure, au niveau du *Belemnites acutus*. Le Lias moyen présente exactement les mêmes subdivisions qu'à Digne. Il débute par des calcaires siliceux très pauvres en fossiles, mais très riches dans le banc supérieur, dont la surface est ravinée et recouverte de limonite. Les fossiles sont déjà ceux de la zone à *Amaltheus margaritatus* (*Amm. Bechei*, *Kurrianus*, *Normannianus*, *imbriatus*, etc.), bélemnites, brachiopodes). Au-dessus viennent des marnes grises avec lits calcaires et *Tisoo siphonatis*, puis, au sommet, un calcaire siliceux roussâtre, formant falaise, avec silex ou rognons. Il contient, à côté de nombreux brachiopodes et de bélemnites, *Pecten aequalvis*, *Amaltheus spinatus* et un certain nombre d'espèces qui d'ordinaire se rencontrent à un niveau moins élevé (*Harpoceras Kurri*, *algovianum*, *boscense*, etc.). Le Lias supérieur, enfin, est représenté par des marnes noires schisteuses, contenant de rares lits minces de calcaire, souvent à l'état de simples nodules. La faune indique la présence de toutes les zones de l'étage, mais le niveau à petits gastéropodes paraît n'être pas représenté dans cette région.

Dans les environs de Marseille et de Toulon, le Lias rappelle beaucoup celui des environs de Castellane. Le Lias inférieur fait complètement défaut, comme à Chasteuil et à Chabrières. Le Lias moyen est continué par des calcaires bleuâtres sur la cassure fraîche, rouges à la surface, en bancs nettement réglés, séparés par une marne ferrugineuse. Son épaisseur varie de 60^m (Sollès-Toucas) à 10^m (Brignoles), M. Paul Gourret² distingue trois niveaux : les couches à *Amm. imbricatus*, à *Amm. margaritatus* et à *Pecten aequalvis*. Le Lias supérieur est représenté par un calcaire gris rarement marneux, avec bancs dolomitiques au sommet. On peut y distinguer deux niveaux, confondus dans quelques localités : les couches à *Amm. bifrons* et les couches à *Amm. aalensis*. Le Lias supérieur manqué aux environs de Cuges, tout comme à Chasteuil et à Chabrières.

¹ L. Collot, *Description géologique des environs d'Aix en Provence*. Montpellier, 1880.

² P. Gourret, *Recherches sur le Lias et l'Oolithe des environs de Marseille et de Toulon*. *Bibl. de l'Ec. des H. Etudes. Sc. nat.*, t. XXXII, n° 7, 1886.

Faciès et caractères paléontologiques du Lias à type provençal.

Si nous comparons les unes aux autres les différentes séries de couches liasiques que nous venons de passer en revue, nous constatons qu'en aucun point le Lias n'offre un développement comparable à celui qu'il acquiert aux environs de Digne (plus de 650 mètres d'épaisseur). Cette puissance énorme est due à la présence, dans la série, des grandes masses marneuses de la zone à *Amaltheus margaritatus* et du Lias supérieur, qui ont, celle-ci 250 mètres, celle-là 140 mètres environ. Ces masses énormes n'existent pas dans les régions voisines à type provençal, les couches sont souvent réduites à leur plus simple expression, tandis que, dans les régions à faciès dauphinois, elles prennent un développement encore plus exagéré. Nous ne pouvons donc considérer les environs de Digne comme une région où le type provençal du Lias est développé avec toute sa netteté. C'est une région de type mixte, à caractères intermédiaires entre le type provençal et le type dauphinois. Si, par contre, nous envisageons le Lias de l'arrondissement de Sisteron, celui des environs de Barrême et de Castellane et celui des Bouches-du-Rhône et du Var, nous trouvons dans ces différentes séries des traits communs qui caractériseront le type provençal du Lias et qu'il nous reste à résumer brièvement.

Contrairement à ce qui a lieu dans des régions classiques, telles que l'Angleterre, l'Allemagne méridionale, les sédiments clastiques, argiles, marnes, jouent un rôle peu considérable dans le Lias du type provençal. Les calcaires, par contre, c'est-à-dire des sédiments d'origine chimique, constituent la plus grande partie des couches. Quand des marnes viennent à s'intercaler dans les calcaires, la limite entre les deux sédiments est très tranchée ; la surface des bancs calcaires est ondulée ou mamelonnée et n'adhère en aucune façon aux couches marneuses qui leur font suite ; d'autres fois la surface des calcaires est durcie, corrodée, creusée de cavités irrégulières remplies d'hydroxyde de fer ou de marnes. Ces changements brusques dans la nature des sédiments indiquent, d'après M. Munier-Chalmas, des changements brusques dans l'intensité ou dans la direction des courants, les courants rapides amenant des éléments clastiques dans des points de la mer où se déposaient auparavant, grâce à la tranquillité des eaux, des sédiments chimiques. Si l'on fait abstraction des environs de Digne, l'on constate que la sédimentation clastique ne réussit jamais à s'établir pour longtemps dans les mers liasiques de la région provençale. Les calcaires de cette région présentent tous les caractères de sédiments chimiques, déposés en partie avec l'intervention des êtres organisés. Ils sont souvent bitumineux, colorés en noir par de la matière organique, les rognons siliceux sont très abondants, la pyrite de fer est souvent accumulée en petits amas noduleux, certains bancs contiennent une forte proportion de carbonate de fer, qui se transforme en hydroxyde de fer dans les parties exposées à l'air, donnant ainsi à la roche une coloration de rouille.

Les fossiles dominants sont les crinoïdes — surtout dans le Lias inférieur —, les brachiopodes, les gryphées, les pectinidés. Les bélemnites et les ammonites abondent surtout à la surface de certains bancs et principalement au voisinage des surfaces corrodées, au moment où se produisait le changement dans l'intensité ou dans la direction des courants.

La présence des gryphées et des pectinidés indique une mer très peu profonde. La côte était d'ailleurs peu éloignée et se trouvait constituée au sud par le massif des Maures et de l'Estérel. Les grandes variations dans l'épaisseur des couches nous autorisent à admettre des variations de profondeur d'un point à l'autre assez considérables. L'absence de certaines couches, celle de tout le Lias inférieur dans les environs de Marseille et de Toulon, ainsi qu'à Chasteuil et à Chabrières, puis celle du Lias supérieur, précisément dans ces mêmes localités, peut s'expliquer soit par l'absence de dépôts sous l'influence de courants trop intenses soit par une émergence locale. Je pencherais pour cette dernière interprétation, pour des raisons que j'exposerai plus loin.

Par toute sa faune le Lias provençal se rapproche beaucoup de celui du bassin du Rhône, qui, dans ses traits principaux, est la même que celle du bassin anglo-parisien et du Sud de l'Allemagne. Il présente nettement les caractères de la province de l'Europe occidentale, et n'a aucun rapport direct avec le Lias de la province méditerranéenne. Les *Lyloceras* et les *Phylloceras* se rencontrent bien, à certains niveaux, quoique sporadiquement, mais ils n'ont pas mieux réussi à s'acclimater dans la région provençale que dans le nord du bassin du Rhône et dans le bassin anglo-parisien. Certaines formes du Lias moyen que l'on a l'habitude de considérer comme méditerranéennes, comme le *Harpoceras boscense*, le *Harpoceras Kurrianum*, le *Harpoceras Normannianum*, etc., existent également plus au nord, dans des points où les courants les ont poussés. Il est bien certain que le type méditerranéen est bien plus nettement accusé dans le Lias moyen et supérieur de l'Aveyron que dans le Lias provençal. Ce n'est qu'à partir du Bajocien que les *Phylloceras* jouent un rôle suffisamment considérable dans la faune de nos régions pour que l'on puisse attribuer celle-ci à la province méditerranéenne ; le Lias provençal fait franchement partie de la province de l'Europe occidentale.

2° RÉGION A FACIÈS DAUPHINOIS

Si, partant des points que je viens d'étudier, l'on se dirige vers le nord-est et que l'on dépasse une ligne passant par le Brusquet, Barles, Bayons, Faucon, la Saulce, l'on constate un changement de faciès complet dans tout le Lias. Dieulafait avait déjà signalé ce changement pour le Lias inférieur (27, p. 459), mais il n'est pas moins net pour les autres étages.

Les calcaires noduleux à gryphées arquées et les calcaires compactes siliceux de la partie inférieure du Lias moyen passent latéralement à des calcaires noirs compactes, non siliceux, bien stratifiés, à cassure perpendiculaire à la stratifi-

cation très accusée, très peu fossilifères et ne contenant que des bélemnites. Les marnes grises micacées et les marno-calcaires à *Amaltheus margaritatus* font place à des marnes noires, schisteuses, à bancs calcaires de plus en plus rares, à mesure que l'on s'éloigne de la région à faciès provençal. Les calcaires gréseux à *Amaltheus spinatus* disparaissent entièrement, de même que les bancs calcaires de la base du Lias supérieur, de sorte que rien ne permet plus de séparer les schistes noirs du Lias moyen de ceux du Lias supérieur. Dans la pratique, l'on ne peut plus distinguer que deux subdivisions, dans toute la région à faciès dauphinois, une *subdivision inférieure calcaire*, correspondant au Lias inférieur et à la partie inférieure du Lias moyen, et une *subdivision supérieure schisteuse*, correspondant aux parties moyenne et supérieure du Lias moyen et au Lias supérieur.

a. Subdivision inférieure calcaire.

Caractères lithologiques. — La partie inférieure du Lias à faciès dauphinois est représentée par une masse puissante de calcaires noirs, compactes, à cassure conchoïde, donnant souvent au choc une odeur fétide. La stratification est très nettement accusée, mais sans que les bancs soient séparés par des délits marneux. De nombreuses diaclases, perpendiculaires aux plans de stratification, débitent ces calcaires en blocs parallépipédiques.

Puissance. — La puissance des calcaires du Lias peut être évaluée à cinq cents ou six cents mètres. Dans cette masse énorme, il est tout à fait impossible d'établir des subdivisions.

Fossiles. — Les seuls fossiles que j'aie rencontrés dans ces calcaires sont des bélemnites, très rares dans la partie inférieure, plus abondantes au sommet, et, dans les deux cas, à peu près indéterminables. Sur la limite du faciès provençal et du faciès dauphinois, à l'entrée du ravin des Trente-Pas, près Bayons, j'ai rencontré toutefois un fragment de gros *Arietiles*. En outre, entre le Caire et Faucon, on voit, sur la même paroi de rocher, les calcaires à gryphées *horizontaux* passer latéralement, en perdant leurs fossiles, aux calcaires parallépipédiques.

Extension et rôle orographique. — La cluse de Beaujeu, au N. E. de la Javie, traverse un bombement dont le centre est occupé par des calcaires noirs en parois verticales, sur lesquelles on voit très bien la stratification et les diaclases. L'affleurement présente un contour elliptique.

Au hameau de Chauvet et à la Bouisse, près la Javie, les calcaires de la subdivision inférieure du Lias plongent vers le S. E. et supportent les schistes de la subdivision supérieure. Ils forment les flancs du chaînon du Blayeul et sont creusés de nombreux ravins, qui toutefois ne les entament pas profondément, les eaux de ruissellement glissant sur la surface des couches sans les entailler beaucoup. Les mêmes faits s'observent vers le nord, jusqu'à Verdaches.

L'affleurement triasique de Barles est limité au nord par une bande sinueuse

de calcaires du Lias formant le socle des hautes montagnes qui séparent la vallée du Bès de celle de la Blanche. Les torrents qui descendent de ces sommets vers le sud coulent d'abord sur les pentes douces des schistes du Lias supérieur, puis tombent en cascades des falaises verticales que forment les calcaires.

Plus à l'est, entre Barles et Bayons, le Lias calcaire constitue les sommets élevés de Clapouse, de la Lauppi et de la Croix-de-l'Oratoire. Il forme une bande sinueuse, parallèle à la bande de Trias, et s'étend jusqu'à Astoin, où sa puissance n'atteint plus 200 mètres.

Du Caire à Gigors, le Lias calcaire forme, sur la rive droite du Grand-Riou et sur la rive gauche du Riou-Clar, une falaise continue, coupée par une faille, dont le parcours se confond à peu près avec le thalweg de la vallée.

La Durance traverse les calcaires du Lias sur une longueur de 41 kilom.; les versants de la vallée sont ici très abruptes, comme à Faucon et au nord de Barles.

Entre Avançon et Valserrès, la vallée de l'Avance est creusée dans une « boutonnière » de Lias inférieur due à un petit bombement. Dans aucun de ces affleurements les couches sous-jacentes ne sont visibles.

Roches éruptives. — Le Lias inférieur d'Espinasses, de Remollon, de Saint-Etienne d'Avançon contient des dykes d'une roche éruptive désignée par Lory sous le nom de *spilite*.

Je n'ai pu visiter que les affleurements situés à l'est de Théus et ceux des torrents de Bréziers, sur le bord de la route de Turriers à la Durance.

En ce dernier point, la roche éruptive est très altérée à la surface, elle forme un dyke dans les calcaires du Trias inférieur, qui sont complètement décolorés et sont devenues bréchoïdes sur les salbandes.

A Théus, sur le versant oriental du vallon, cinq dykes de spilite traversent les calcaires avec une direction sensiblement E.-O. La roche est d'un noir tirant sur le bleu ou d'un vert pistache, elle est fortement altérée à la surface. L'examen microscopique a montré que c'était un *mélaphyre*. La présence de dykes de mélaphyres dans le Lias de notre région n'est pas sans intérêt. M. Lacroix, qui a bien voulu étudier mes échantillons, m'a autorisé à reproduire la note suivante :

« Les mélaphyres sont, en général, très altérés. On n'y distingue plus au microscope que de grands microlites de feldspath et de l'olivine.

Le feldspath est piqueté de produits micacés et chloriteux secondaires, de calcite, souvent même il est méconnaissable. Il appartient à un type acide (oligoclase).

L'olivine à formes nettes varie beaucoup de dimensions, depuis 1 mm. et plus jusqu'à 0 mm 10. Au premier abord, elle semble intacte, mais un examen plus attentif montre qu'elle est transformée en une substance à deux axes optiques presque réunis autour d'une bissectrice *negative*, substance ayant à peu près la même biréfringence que l'olivine. Ces propriétés correspondent bien à celles du talc, mais aucun essai chimique n'a pu être fait pour vérifier ce diagnostic.

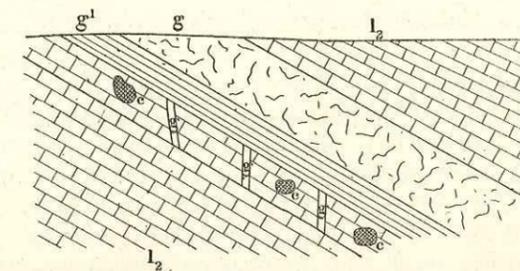
Tantôt le cristal d'olivine a été remplacé par du talc homogène, tantôt il est épigénisé par un fouillis de petites lamelles du même minéral. Ce dernier, dans les deux cas, est souvent accompagné d'oxyde de fer rouge translucide.

Les vacuoles de la roche sont riches en *calcite* et en *quartz*. »

Gypse. — Les gypses de Bréziers, Rochebrune, Espinasses, Théus, Remollon, Avançon, le Laus ont été souvent considérés comme triasiques, mais en réalité ils sont intercalés dans les calcaires du Lias.

Près de Béziers, cette intercalation est très nettement visible, sans qu'il soit possible de l'expliquer par des plissements. Dans une carrière située à l'ouest du village, sur la gauche de la route de Turriers à la Durance, j'ai pu relever la coupe ci-dessous (fig. 5), qui montre comment les gypses se sont formés aux dépens des calcaires. Au-dessus des couches de calcaires liasiques non altérés se trouve un banc décoloré, traversé de bandes gypseuses verticales et englobant en outre des masses irrégulières de gypse. Ce banc est surmonté par des gypses qui présentent encore la stratification des calcaires et passent vers le haut à des gypses non stratifiés, recouverts enfin par des calcaires intacts.

Fig. 5.



Coupe dans une carrière à l'ouest de Bréziers.
l₁ Calcaires du lias inférieur. — l₂ Calcaires décolorés. — g gypse stratifié. — g' gypse compacte.

A Théus, l'intercalation de bancs de gypse entre les couches calcaires en partie décolorées est également très nette et j'ai pu m'assurer que les masses puissantes de gypse de Notre-Dame-du-Laus, d'Avançon, de Remollon, d'Espinasses, sont également en alternance avec des bancs de calcaires du Lias et qu'elles ne sont nullement triasiques. Leur présence est nettement subordonnée au voisinage des dykes de mélaphyre. On est donc en droit d'admettre une relation de cause à effet entre les deux sortes d'accidents. Il est probable que les éruptions qui ont amené dans les calcaires du Lias la roche volcanique ont été accompagnées d'émanations d'acide sulfhydrique qui, au contact de l'air humide, s'est transformé en acide sulfurique. Cet acide circulant le long des diaclases a pu amener une transformation partielle du carbonate de chaux en sulfate de chaux. Je n'insiste pas trop sur cette interprétation, me proposant de faire des gypses et des spilites de la Durance l'objet d'un travail ultérieur.

Le gypse de Faucon est plaqué contre les calcaires du Lias; il se trouve sur une fracture importante. C'est sans doute du gypse régénéré.

Modifications mécaniques des calcaires du Lias. — En dehors des modifications chimiques que les calcaires du Lias ont subies sous l'influence des éruptions de spilite, ces mêmes calcaires ont été profondément modifiés en certains points, par suite d'actions mécaniques intenses. Les diaclases qui les débitent en parallépipèdes sont déjà dues à des actions orogéniques, mais en certains points, les pressions ont été particulièrement fortes, de sorte que les calcaires sont divisés en petits prismes à trois ou quatre faces, très allongés, ressemblant quelquefois à des *grattoirs* de l'âge de la pierre taillée. Cette modification est bien visible sur le chemin de Barles à Auzet.

En d'autres points, les calcaires sont traversés par de nombreuses veines de carbonate de chaux et transformés en véritables marbres. C'est ce qui a lieu à Turriers. Ce village est bâti au pied d'un rocher, qui paraît n'être autre chose qu'un témoin d'un grand lambeau de Lias refoulé sur les schistes calloviens et bathoniens sur lesquels il est posé. Il a dû subir un laminage intense.

b. Subdivision supérieure schisteuse.

Caractères lithologiques. — Toute la partie supérieure du Lias de la région qui nous occupe est constituée par une masse énorme de schistes noirs, plus ou moins calcaires, plus ou moins argileux, à schistosité tantôt très accusée, tantôt presque nulle. Les parties les plus calcaires prennent quelquefois un aspect noduleux. Les parties argileuses présentent souvent, à leur surface exposée à l'air, des efflorescences de sulfate de magnésie. A côté de la schistosité parallèle aux plans de stratification, l'on observe souvent une deuxième schistosité ou clivage, perpendiculaire aux plans de stratification, ou formant avec eux un certain angle. Les schistes sont très fréquemment traversés par des filonnets de calcite spathique.

Épaisseur. — Aux environs de Seyne, de Bayons, d'Auzet, de la Bréole, l'épaisseur de la subdivision schisteuse du Lias peut être évaluée à 600 ou 800 mètres; vers l'ouest, elle est moins considérable et ne paraît pas dépasser 400 mètres aux environs de Faucon.

Subdivisions et fossiles. — Comme nous l'avons vu plus haut, les schistes qui constituent la subdivision supérieure du Lias à faciès dauphinois correspondent à la partie moyenne et supérieure du Lias moyen et au Lias supérieur tout entier. En effet, sur les bords de la Bléone, en aval de la Javie, l'on voit les marbres à *Amaltheus margaritatus* perdre peu à peu leurs bancs calcaires et devenir plus compactes, plus argileuses et puis schisteuses. En même temps, le calcaire gréseux à *Amaltheus spinatus*, bien développé encore sur la rive droite de la Bléone, vis-à-vis du Moustéret, devient peu à peu marneux, tout en continuant à former une petite falaise jusqu'à la Javie. Au nord de ce point, il est remplacé par un cordon de marno-calcaires ferrugineux, que l'on peut encore

observer au nord de Barles et à la Bréole, mais qui n'est pas suffisamment constant pour permettre de délimiter le Lias moyen du Lias supérieur. Dans la plupart des cas, cette délimitation est impossible, et ce n'est qu'en quelques points que les fossiles permettent d'établir avec certitude à quel niveau appartient une masse donnée de schistes.

L'*Amaltheus margaritatus* Montf., très mal conservé, il est vrai, se trouve assez fréquemment, je l'ai rencontré par exemple au Lautaret, au N.O. d'Auzet.

Les deux seuls points d'où l'on ait pu réunir une faune tant soit peu complète de la zone à *Amaltheus margaritatus* sont les localités de Rousset et de la Chaux, près la Bréole, les deux se faisant face sur les deux rives de la Durance. Elles ont été exploitées par Jaubert; sa collection (Faculté des Sciences de Grenoble) contient les espèces suivantes, assez mal conservées, mais que je crois avoir déterminées avec une précision suffisante :

Belemnites elongatus Mill. Rousset.

Phylloceras Sturi Reyn. Paléont. Aveyron., p. 95, pl. III, fig. 1. 1 échantillon de la Chaux, de taille un peu plus grande que celui figuré par Reynès de Bosc (Aveyron); on y voit au commencement du dernier tour de fines stries d'accroissement intercalées entre les côtes.

Lytoceras fimbriatum Sow. Rousset.

Amaltheus margaritatus Montf. Rousset, la Chaux, comm.

Dactyloceras Mortilletti Menegh. Fossiles du Medolo. Paléontol. lombarde, 4^e sér. App. p. 21, pl. IV, fig. 7, pl. VI, fig. 1-2. Fragment de tour, avec ornementation conforme à celle de l'échantillon figuré par Meneghini de Pilzone : « les côtes sont aiguës, sailantes, presque en lames, séparées par des intervalles du double plus large », sur quatre d'entre elles il y en a une qui se bifurque au deuxième tiers de sa hauteur, en portant un tubercule bien distinct. Rousset.

Dactyloceras Davœi Sow. Rousset.

Liparoceras Bechei Sow. La Chaux, Rousset.

Cycloceras arietiforme Opper, Mittl. Lias, p. 41, pl. I, fig. 7-9. Quenst., Ammon. d. Schwab. Jura, p. 283; pl. 36, fig. 2-3. 2 mauvais échantillons de la Chaux.

Harpoceras retrorsicosta Opper, Paläont. Mitth. I, p. 139. = *Amm.* cf. *obliquocostatus*. Quenst. Amm. d. Schwab. Jura, p. 342, pl. 42, fig. 44. Fragment d'un grand échantillon très comprimé, mais correspondant parfaitement par son mode d'enroulement et la direction de ses côtes au type figuré par Quenstedt. Le Malpas.

Harpoceras algovianum Opper. 1 échantillon mal conservé de Rousset.

Harpoceras boscense Reynès, Paléont. Aveyron. p. 94, pl. III, fig. 2. 1 échantillon de la Chaux, parfaitement conforme au type de Reynès.

Harpoceras Kurri anum Opp. 1 grand exemplaire de Rousset, 3 petits de la Chaux.

Oxytoma sinemuriense (d'Orb.). 1 échantillon de Rousset.

Toutes les espèces que je viens de citer sont bien caractéristiques de la zone à *Amaltheus margaritatus*, plusieurs d'entre elles sont particulièrement fréquentes dans les régions méditerranéennes.

Le Lias supérieur est très pauvre en fossiles dans la partie méridionale de notre zone à faciès dauphinois. A Seyne, par exemple, malgré de longues recherches, je n'ai pu trouver que quelques fragments de bélemnites et des *Harpoceras* écrasés et complètement indéterminables. Lors des travaux de reboisement, on a trouvé à la Combe de Bayons d'assez nombreux fossiles de la zone à *Lytoceras*

ceras jurensis, mal conservés, mais déterminables, dont M. Trou au Lauzet m'a remis une petite série. Au nord de la Durance, le Lias supérieur est plus fossilifère; *Posidonomya opalina*, notamment, pullule dans certains bancs.

Voici, avec l'indication des localités, une liste des espèces que j'ai pu réunir.

- Belemnites tripartitus Schloth., la Combe de Bayons.
 » exilis d'Orb. Sud du Grand-Lara près Gap.
 » cf. stimulus Dum. id.
 Phylloceras sp. indet. La Palud près Gap.
 Lytoceras cf. Trautscholdi Opp. id.
 » sp. indet. La Combe de Bayons.
 Lillia erbaensis Hau. id.
 Harpoceras [Haugia] variabilis d'Orb. id.
 » [Grammoceras] fallaciosum Bayle id.
 » fallaciosum var. Wrighti nob.
 (= *radians* Wright non Rein. Lias Ammon. pl. 81, fig. 46), bel exemplaire de 15 cm. de diamètre, de la Bâtie-Vieille.
 Harpoceras [Grammoceras] thouarsense d'Orb. La Combe.
 » » aalense Ziet. La Palud, Rambaud.
 » » fluitans Dum. Rambaud.
 » » lotharingicum Brco. Rambaud.
 Hammatoceras (?) Leonciæ. Dum. Etudes paléont. bass. du Rhône, IV, p. 122, pl. XXXIII, type figuré. Environs de Gap (coll. Jaub. Gren.).
 Posidonomya alpina A. Gras, var. opalina Qu. Très abondante. Treschatel, La Palud, près Gap, Valsesres, etc.

Il résulte de ces déterminations que le Lias supérieur schisteux de nos chaînes subalpines est complet et que toutes ses zones sont paléontologiquement représentées. Il est vrai que nous n'avons comme indice de la zone inférieure, à *Harpoceras falciferum* et *serpentinum*, qu'un exemplaire mal conservé de cette dernière espèce, trouvé à Tallard. Ce sont les deux zones supérieures qui ont fourni le principal contingent à la liste ci-dessus. La faune de la Combe de Bayons représente certainement la zone à *Lytoceras jurensis*. Quant aux fossiles des environs de Gap, ils paraissent, pour la plupart, provenir de la zone à *Harpoceras opalinum*, caractérisée par la grande abondance de la petite variété de la *Posidonomya alpina*.

Extension et rôle orographique. — Le lias schisteux forme une bande continue, de largeur variable, s'étendant de la Javie, au sud, jusqu'à la Durance, au nord.

A Seyne la bande atteint environ 9 kilom. de large et porte des témoins isolés de Bajocien. Les deux rives de la Durance, depuis le confluent de l'Ubaye jusqu'à la Saulce, sont bordées de montagnes formées à leur base d'une falaise abrupte de Lias calcaire, couronnées de lambeaux de Bajocien et constituées, pour toute la partie moyenne de leur hauteur, par du Lias schisteux. Enfin, la plus grande partie de la surface comprise entre la Durance et la dépression de Gap-Chorges est occupée par le Lias schisteux.

Le terrain présente, dans toute cette région schisteuse, des formes très ar-

rondies. Le sol est souvent boisé ou recouvert de pâturages, comme ceux du Lautaret près de Barles. Mais les eaux torrentielles ont exercé des ravages terribles dans les schistes et ont creusé des chenaux profonds au détriment des surfaces couvertes de végétation.

Extension en dehors de notre région du Lias à faciès dauphinois.

Le Lias est très développé dans le nord du département des Hautes-Alpes et dans le département de l'Isère, il joue un rôle considérable dans la première zone alpine de Lory, notamment dans le Champsaur, dans les environs de Corps, la Mure, Vizille, dans le Graisivaudan, dans la bande qui sépare la chaîne de Belledonne du massif des Grandes-Rousses, enfin, dans les environs du Mont-de-Lans et de la Grave, au nord du massif du Pelvoux et, en lambeaux isolés, dans l'intérieur de ce massif. Je ne crois pas que, d'une manière générale, la partie inférieure calcaire du Lias soit, dans cette région, aussi nettement séparée de la partie supérieure schisteuse qu'elle l'est dans nos chaînes subalpines. Dans tous les cas, dans le massif du Pelvoux et sur ses bords, elle est très réduite et les schistes prennent un développement tout à fait énorme. Lory évalue l'épaisseur totale du Lias de l'Oisans à 2000 mètres¹. Vers l'ouest, au contraire, ce sont les calcaires qui dominent.

Le Lias inférieur est plus fossilifère dans le Nord du Dauphiné que dans le Sud, et il en est de même de la partie inférieure du Lias moyen. Lory² cite six espèces du genre *Arietites* du col de Rachas, près du Mont-de-Lans. Le Lias inférieur présente donc en ce point le faciès à céphalopodes le mieux caractérisé. Dans la même localité, le Lias moyen est représenté par les *Amm. capricornus* et *bipunctatus* (*Cycloceras binotatum*).

J'ai vu en outre, dans la collection de M. David Martin, une belle série d'ammonites bien conservées du Fort Saint-Firmin, à l'entrée du Valgodemar. J'ai pu déterminer les espèces suivantes :

Rhacophyllites ou *Amaltheus ibex* Qu.

» » *Wechsleri* Opp.

» » *Loscombi* Sow.

Cycloceras binotatum Opp.

» *Stahli* Opp.

» *Maugenesti* d'Orb.

Aegoceras cf. *capricornu* Schloth.

Toutes ces formes appartiennent à la partie inférieure du Lias moyen (zone à *Amm. ibex*), elles représentent un niveau bien défini, qui n'avait pas encore été signalé avec une telle richesse de formes dans les Alpes françaises.

Le Lias supérieur est également représenté dans le faciès à céphalopodes, mais

¹ Bull. Soc. géol., 3^e sér. t. IX, p. 630.

² Essai sur l'orographie des Alpes occidentales, p. 19, Paris, 1878.

les bélemnites et les ammonites que l'on y a trouvées sont généralement trop mal conservées pour permettre une détermination exacte. Dans les schistes du Lias de la Grave, qui ressemblent d'une manière si frappante à ceux de la vallée de la Durance et des environs de Seyne, j'ai recueilli des *Harpoceras* indéterminables.

Dans la partie tout à fait occidentale de la première zone alpine, dans les cantons de Vizille et de la Mure, le Lias paraît se rapprocher du faciès rhodanien. Dans les calcaires de Laffrey, qui appartiennent au Lias moyen, les ammonites deviennent très rares, tandis que les brachiopodes et les lamellibranches prédominent, comme dans le faciès provençal (Lory, 49, p. 107).

Faciès et caractères paléontologiques du Lias du type dauphinois.

Au point de vue lithologique nous ne pouvons distinguer que deux faciès dans le Lias dauphinois, le faciès calcaire et le faciès argileux. Les calcaires sont toujours marneux et compactes, jamais cristallins et jamais zoogènes. Ils présentent toujours une couleur noire très uniforme et des plans de stratification bien accusés. Les argiles sont également noires, elles sont plus ou moins marneuses, plus ou moins homogènes, elles ne deviennent sableuses que vers le sud, aux approches du faciès provençal. Le plus souvent elles sont transformées par pression en schistes et la schistosité ne vient pas toujours se confondre avec les plans de stratification. Quand le faciès schisteux passe au faciès calcaire, ce passage se fait sans changement brusque, sans ligne de démarcation bien nette, contrairement à ce qui avait lieu pour le faciès provençal. Dans la vallée de la Durance et aux environs de Seyne les calcaires sont cantonnés à la base du Lias, les schistes à la partie supérieure et le passage d'une roche à l'autre se fait insensiblement. Plus au nord, la présence des calcaires n'est plus liée aussi intimement à un niveau géologique déterminé et, dans la partie occidentale de la première zone alpine, les calcaires apparaissent à tous les niveaux, alternant avec des parties plus argileuses.

La continuité des dépôts est toujours parfaite et leur épaisseur est souvent énorme.

Tous ces faits montrent que le Lias du type dauphinois s'est déposé dans des conditions de tranquillité parfaite, à une distance suffisamment grande des côtes pour que les changements brusques dans la direction et dans l'intensité des courants ne se soient pas fait sentir.

Au point de vue paléontologique, le Lias du type dauphinois appartient franchement au faciès à céphalopodes. Les gastéropodes et les brachiopodes paraissent faire entièrement défaut, les lamellibranches sont très rares et ce ne sont guère que les posidonomyes qui se présentent tant soit peu abondantes dans le Lias supérieur des environs de Gap. Les gryphées sont également absentes, alors qu'elles pullulent dans le Lias du type provençal. Souvent de puissantes assises ne contiennent que des bélemnites disséminées, d'autrefois ces cé-

phalopodes sont plus abondants. Il en est de même des ammonites, qui ne sont fréquentes que dans quelques localités privilégiées.

Elles appartiennent en majeure partie à des espèces très abondantes dans la province de l'Europe occidentale. La faune du Lias inférieur est la même que celle de la Côte-d'Or ou de la Souabe, par exemple. Les *Phylloceras* y font entièrement défaut. Ils n'existent pas davantage dans la zone à *Amm. ibex* du Valgodemar, qui contient les mêmes espèces qu'en Souabe. La zone à *Amaltheus margaritatus* de la vallée de la Durance m'a fourni un seul échantillon de *Phylloceras*, associé, il est vrai, à des formes qui sont plus abondantes dans la province méditerranéenne que dans les régions plus septentrionales. Le Lias supérieur, enfin, ne contient pas plus de *Phylloceras* et de *Lytoceras* que dans la province de l'Europe occidentale. On est en droit de conclure de ces faits que les courants chauds de la province méditerranéenne pénétraient aussi peu dans la région du Lias à type dauphinois que dans celle du type provençal.

3° FACIÈS BRIANÇONNAIS

Je désigne provisoirement sous le nom de faciès briançonnais un faciès du Lias signalé pour la première fois dans la troisième zone alpine de Lory, qui constitue, avec la deuxième zone, la zone du Briançonnais de M. Diener (60, p. 42). Ce faciès est encore peu connu, et il se peut que j'aie réuni sous un même nom des types assez hétérogènes. Quoi qu'il en soit, on verra que le Lias présente, à l'est de la zone que j'ai étudiée dans le paragraphe précédent, des caractères qui rappellent ceux du Lias provençal, et qu'il diffère essentiellement du Lias dauphinois. Les marnes et les schistes ne jouent plus, dans cette zone orientale, qu'un rôle secondaire; aux calcaires marneux ou compactes font place des calcaires cristallins et souvent bréchoïdes; aux céphalopodes viennent de nouveau s'associer en grand nombre des lamellibranches et des gastéropodes.

Le faciès briançonnais n'empiète pas sur la région de nos chaînes subalpines, mais il se rencontre sur la limite extrême de notre région, dans les environs de Savines et dans l'Ubaye. Je n'en parle ici que pour établir la comparaison avec les faciès provençal et dauphinois et afin de pouvoir préciser les conditions qui ont présidé à leur distribution.

Le Lias inférieur de Saint-Apollinaire près Savines a été découvert il y a quelques années par Charles Lory et par M. Kilian (48, p. 384). Ce sont des calcaires à gryphées arquées, très compactes, remplis de lamellibranches, de brachiopodes et de bélemnites difficiles à dégager. Ils affleurent dans le village même et s'étendent à l'est jusque vers Chérines, occupant une surface peu considérable. Ils paraissent appartenir à un lambeau de recouvrement, reposant sur les schistes oxfordiens et séparé de la grande masse du Morgon par le creusement de la vallée de la Durance.

Le Lias du Morgon, dans lequel Rozet citait, dès 1855, la *Gryphaea arcuata*, a été décrit par M. Goret (43, p. 543), j'ai eu l'occasion de l'étudier sur le versant méridional du massif, dans le ravin de la Blache.

Le Lias inférieur est représenté par des calcaires marneux, noduleux, noirs, contenant les mêmes fossiles que les calcaires à gryphées des environs de Digne, avec lesquels ils présentent la plus grande analogie. M. Goret cite dans les calcaires à silex du Lias moyen *Gryphaea cymbium*, *Pecten aequivalvis*, *Zeilleria cornuta*, *Amaltheus spmatus*, fossiles que je ne connais pas dans le faciès dauphinois et qui sont très caractéristiques du faciès provençal. Le Lias supérieur est représenté par des schistes noirs contenant *Lucina murviensis* Dum., des ammonites, des bélemnites et, d'après M. Goret, de nombreuses térébratules. Tout le massif du Morgon nécessitera encore des études très détaillées, rendues difficiles par ses escarpements presque verticaux et par le chevauchement des couches les unes sur les autres.

Le Lias des environs de Barcelonnette (Siolanes, Pain de sucre, Terres pleines), présente les mêmes caractères que celui du Morgon. Au Chapeau de Gendarme, M. Kilian et moi nous avons constaté la présence, au-dessus du calcaire à gryphées, d'un calcaire bréchoïde contenant des bélemnites et que mon collègue a retrouvé en plusieurs points du Briançonnais.

Les deux localités les plus fossilifères du Lias dans la zone du Briançonnais sont celle du col des Encombres, décrite il y a longtemps par Sismonda et par Elie de Beaumont¹, et celle du vallon de Pouriac, dans la haute vallée de la Stura, étudiée il y a quelques années par M. F. Sacco².

Le vallon de Pouriac est situé à peu de distance du col de l'Argentière ou de Larche, sur le territoire italien. Des calcaires gris-jaunâtre en gros bancs, reposant immédiatement sur le gneiss, représentent probablement l'Infralias ; ils sont surmontés par des calcaires gris-bleuâtre, nettement stratifiés, très fossilifères et contenant des espèces du Lias inférieur, du Lias moyen et du Lias supérieur. Les formes du Lias inférieur prédominent de beaucoup, ce sont des *Arietites* des zones à *Arietites Bucklandi* et à *Ar. semicostatus*, puis les *Oxynoticeras Cognarti* et cf. *oxynotum* et l'*Aegoceras Birchi*, appartenant à des niveaux plus élevés. Ces ammonites sont associées à des gryphées, des pectinidés, des brachiopodes indéterminés, des crinoïdes. L'analogie avec le Lias du faciès provençal est donc complète.

Dans le Lias du col des Encombres, dans la Maurienne, on connaît des cardines, appartenant probablement au Lias inférieur ou à l'Infralias, mais la plupart des autres espèces paraissent indiquer le Lias moyen et le Lias supérieur. A côté des ammonites et des bélemnites, l'on signale des gastéropodes, des lamellibranches, des brachiopodes. Cette association rappelle les faunes du Lias provençal et établit une différence très tranchée avec le Lias dauphinois, dans lequel les céphalopodes seuls sont fréquents.

Les localités de Pouriac et du col des Encombres sont des points particulièrement privilégiés ; en général, dans la zone du Briançonnais, c'est le faciès bré-

¹ V. Alph. Favre, Recherches sur les parties de la Savoie, etc. t. III, p. 240.

² F. Sacco, Studio geo-paleontologico sul Lias dell' alta valle della Stura di Cuneo, *Boll. d. R. Comit. geol. d'Italia*, vol. XVII, p. 6-27, 1886.

choïde, décrit récemment par M. Kilian, qui prédomine. La brèche liasique à éléments calcaires existe dans un nombre considérable d'endroits, mais elle n'avait pas été séparée jusqu'à présent des calcaires triasiques sous-jacents, dans les synclinaux desquels elle se trouve le plus souvent pincée. M. Kilian y a trouvé au Niélard¹, au sud de Moutiers, *Belemnites* cf. *paxillosus* et *Gryphaea cymbium*. D'autre fois le Lias est représenté par des calcaires noirs, marneux ou compacts. A Dorgentil, sur les flancs du Niélard, ces calcaires contiennent un niveau de calcaire blanc coralligène, qui a fourni à M. Kilian, outre une abondante récolte de polypiers mal conservés, une bélemnite, une *Lima*, une *Zeilleria* très voisine de *Z. numismalis*, des radioles de *Cidaris*, etc.

Il y a longtemps que Lory avait fait ressortir les différences considérables qui existent entre les calcaires du Briançonnais de la troisième zone, qu'il attribuait en totalité au Lias, et le Lias schisteux de la « première zone ». Ces différences de faciès existent en réalité, mais la limite entre les deux faciès ne suit pas rigoureusement la limite occidentale de la zone du Briançonnais et le faciès caractéristique de cette dernière empiète dans l'Ubaye sur la première zone alpine. Au nord du massif du Pelvoux, des études nouvelles sont encore nécessaires pour établir la délimitation des deux types du Lias.

La prédominance, en certains points, des brèches, l'intercalation de bancs coralligènes et la présence de nombreux lamellibranches dans le Lias à faciès briançonnais, sont autant de caractères qui nous autorisent à le considérer comme un faciès côtier. Il est certain qu'il a dû se déposer dans une mer moins profonde que le Lias du type dauphinois. Les conditions qui ont présidé à son dépôt paraissent avoir été les mêmes que celles qui régnaient sur les bords du massif des Maures et de l'Estérel.

La faune du Lias briançonnais est composée uniquement d'espèces propres à la province de l'Europe occidentale, les éléments méditerranéens et les *Phylloceras* en particulier y font entièrement défaut.

RÉSUMÉ

Si l'on examine la répartition des trois faciès du Lias que nous venons d'étudier, l'on constate que leurs limites respectives coïncident à peu près avec les directions des grandes lignes orogéniques des Alpes occidentales. Les régions du faciès provençal, du faciès dauphinois et du faciès briançonnais correspondent à autant de bandes parallèles entre elles et à la bordure du massif central cristallin des Alpes Cottiennes. Le faciès provençal est confiné uniquement à la zone des chaînes subalpines ; le faciès dauphinois a son principal développement dans la première zone alpine de Lory, ou zone du Mont-Blanc, puis il empiète vers le S.O. sur la zone des chaînes subalpines, s'étendant jusqu'à une ligne passant par la Saulce, Bayons, Barles et la Javie ; le faciès briançonnais, enfin, carac-

¹ W. Kilian. Sur la structure du massif de Varbuche, Chambéry, 1894.

térise la deuxième et la troisième zone alpine de Lory, ou zone du Briançonnais, mais il empiète vers le S.O. dans l'Ubaye et dans l'Embrunais, sur la première zone. Les limites des faciès ne coïncident donc pas d'une manière absolue avec celles des zones orogéniques, mais le parallélisme n'en est pas moins accusé dans les grandes lignes.

Cette remarquable distribution des faciès du Lias n'est pas limitée aux Alpes de la Provence et du Dauphiné, elle paraît se retrouver plus au nord, en Savoie et dans les Alpes suisses. Le faciès du Briançonnais est très bien représenté, comme nous l'avons vu, au col des Encombres; au col du Bonhomme, le Lias est à l'état de calcaires bréchiformes avec bélemnites; enfin, de l'autre côté du Rhône, les schistes noduleux à bélemnites du col de Nufenen, les schistes à disthène du Scopi et les marbres à *Gryphaea cymbium* de Vanescha constituent dans la zone du Briançonnais, réduite ici à sa plus simple expression¹, des représentants du Lias, dont les caractères ne viennent pas contredire leur attribution au faciès propre à cette zone. Le faciès dauphinois se continue dans la zone du Mont-Blanc, d'où l'on n'a signalé que des bélemnites et de rares ammonites dans des calcaires ou dans des schistes noirs; on peut le suivre dans les hautes Alpes Vaudoises, mais le Lias fait entièrement défaut sur le bord septentrional du massif des Alpes Bernoises. Enfin, dans le polygone du Chablais et dans son prolongement sur la rive droite du Léman (Préalpes Vaudoises, Fribourgeoises et Bernoises), le Lias se rapproche par bien des caractères du Lias provençal, ou, si l'on préfère, du Lias rhodanien. C'est ainsi que dans le massif du Môle, près Bonneville, le Lias est représenté² par un calcaire noir bréchiforme avec silex, très fossilifère, contenant, à côté d'ammonites nombreuses du Lias inférieur et du Lias moyen, des lamellibranches et des brachiopodes.

Je ne crois pas que l'on ait signalé d'une manière certaine le Lias dans la quatrième zone du Briançonnais; on peut être tenté de croire que la zone cristalline centrale des Alpes occidentales était émergée dès l'époque du Lias, et nous verrons plus loin quels sont les autres arguments qui parlent en faveur de cette hypothèse. Le Lias dauphinois se déposait donc à une certaine distance de la côte dans une zone profonde, tandis que vers l'ouest le fond de la mer se relevait, de sorte que des dépôts de mer très peu profonde se formaient dans le bassin du Rhône. Vers le S. O. le Lias prend des caractères qui indiquent l'approche d'un rivage, et en effet, le massif des Maures et de l'Estérel était émergé pendant toute l'époque secondaire. Le Lias inférieur fait même entièrement défaut sur tout le bord septentrional de ce massif, jusque vers Castellane et Chabrières. La limite S. O. de ses affleurements est sensiblement parallèle à la limite du faciès provençal et du faciès dauphinois (voir la carte schématique, fig. 14).

Les trois zones du Lias des Alpes occidentales présentent les caractères du Lias de la province de l'Europe occidentale, leur faune ne contient que d'une

¹ V. C. Diener, 60, p. 104.

² Alph. Favre, Recherches géol. dans les parties de la Savoie, etc., t. I, p. 452.

manière tout à fait accidentelle des éléments caractéristiques de la province méditerranéenne. Les courants chauds qui ont amené dans nos régions la faune de cette province ne baignaient donc pas le bord externe des Alpes occidentales pendant l'époque du Lias. Nous verrons qu'il en était autrement dès l'époque bajocienne.

III. — JURASSIQUE MOYEN.

(Groupe oolithique inférieur. — Dogger. — Bajocien. — Bathonien).

Historique. — Les étages jurassiques moyens ont été signalés depuis longtemps dans la région qui nous occupe. C'est ainsi que Gueymard décrit dès 1830 (2) les *schistes à lucines* des Hautes-Alpes, qui correspondent en partie à notre Bathonien, et que Scipion Gras (7) attribue à l'« oolithe inférieure » la série de calcaires marneux et de schistes argilo-calcaires qui, dans les Basses-Alpes, surmontent le Lias. Quelques années plus tard, Thiollière (11, p. 38) affirmait, par contre, l'absence, dans la région située entre les Cévennes et les Alpes, de l'étage oolithique inférieur et la superposition immédiate, dans toute cette région et aux environs de Digne en particulier, de l'Oxfordien au Lias. Cette assertion, basée sur des déterminations paléontologiques inexactes, n'a pas peu contribué à accréditer l'opinion que le Bajocien et le Bathonien manquent dans les Alpes françaises.

Dans son « *Cours élémentaire de paléontologie* » d'Orbigny (12, p. 478 et 493), signale le Bajocien à Chaudon, la Palud, la Martre, la Clape, les Dourbes (Basses-Alpes) et aux environs de Gap, et le Bathonien à la Clape et à Chaudon. Dans son « *Prodrome* » il cite de nombreuses espèces de ces deux étages.

En 1861 Jaubert et Hébert (20, 21), apportaient de nouvelles contributions à la connaissance du Bathonien de Provence, Hébert, qui avait d'abord nié l'existence, dans le Nord de la Provence, de l'étage bathonien, était amené à la conclusion, que des travaux ultérieurs n'ont pas confirmée, que, dans les environs de Digne, « bien certainement la grande oolithe n'est représentée que par sa base » et que « les lacunes disparaissent au fur et à mesure qu'en partant du bord méridional du Dauphiné on marche vers la Méditerranée ».

Dans quelques notes publiées de 1868 à 1871, Dieulafait s'occupa plusieurs fois du Bajocien et du Bathonien de nos chaînes subalpines, mais sans arriver à des résultats bien importants ni surtout plus précis que ceux que Dumortier formulait à cette époque (32, p. 157) dans une note sur le niveau des *Ammonites viator* et *tripartitus*.

Il était réservé à Garnier (34) de publier des coupes du Jurassique moyen des environs de Digne et de Castellane, qui possèdent la valeur d'un travail presque définitif, grâce à leur grande précision et au soin avec lequel les niveaux paléontologiques ont été distingués.

Les patientes recherches de Jaubert aux environs de Gap lui ont permis de retrouver dans le nord de notre région quelques-uns des niveaux constatés dans le Bajocien et le Bathonien des environs de Digne, mais l'auteur mourut sans avoir publié le résultat de ses travaux. Ses collections se trouvent maintenant à la Faculté des Sciences de Grenoble; leur examen a permis à Lory de compléter pour les Hautes-Alpes les données relatives au terrain jurassique, contenues dans sa *Description géologique du Dauphiné*.

Depuis 1875, date de la publication de cette note de Lory (36), je n'ai plus à signaler comme travaux relatifs au Jurassique moyen des Basses-Alpes que ceux de M. Goret sur la vallée de l'Ubaye (45) et les études sur les environs de Nibles, de Saint-Geniez, d'Authon, sur la limite occidentale de notre région, contenues dans la « *Description géologique de la montagne de Lure* » de M. Kilian (43).

Caractères généraux. — Contrairement à ce qui a lieu pour le Lias, le Jurassique moyen présente dans nos chaînes subalpines des caractères très uniformes. Du haut en bas de la série il est constitué uniquement par des roches marneuses ou calcaires; ces dernières prédominent dans le Bajocien, tandis que le Bathonien est formé, au moins dans sa partie supérieure, uniquement par des marnes schisteuses. Les calcaires sont bleuâtres ou noirs à l'intérieur, mais toujours grisâtres dans les parties exposées à l'air; ils sont compacts ou marneux, en bancs plus ou moins épais, mais alternant d'une manière constante avec des couches de marnes grises, souvent schisteuses.

Le Jurassique moyen atteint au moins 400 mètres aux environs de Digne, dont près de 200 reviennent au Bathonien.

Dans le nord de la région, la puissance totale est difficile à évaluer, car il devient souvent presque impossible de séparer les schistes bathoniens des schistes calloviens susjacentes, mais l'épaisseur du Bajocien est très réduite: aux environs de Nibles et de Saint-Geniez elle descend à une trentaine de mètres.

Extension et rôle orographique. — Les affleurements de la partie orientale de la région forment une zone parfaitement continue de Jurassique moyen s'étendant de Chaudon et Norante, au sud, jusqu'au confluent de l'Ubaye et de la Durance, au nord. La largeur de cette bande est assez variable, elle est de 2 à 3 kilomètres en moyenne. Les couches plongent en général vers l'est, quelquefois vers le S. E. ou le N. E., sous un angle qui n'a rien de constant. Au plateau de Beaumont, au N. E. de Digne, elles sont presque horizontales, aussi la largeur de la bande bajocienne est-elle à peu près doublée à cette latitude. De l'autre côté du vallon du Marderie, grâce à un synclinal local et à une petite faille, le pendage des couches est très variable et atteint 45° dans un ravin situé à l'est de la campagne de Truyas.

Dans toute cette bande nord-sud, le Bajocien forme des versants très abrupts, faisant suite aux pentes douces du Lias supérieur et couronnés par des plateaux sur lesquels viennent s'appuyer plus à l'est les schistes fortement ravinés du Bathonien supérieur.

Au N. E. de la Javié, par suite d'une dislocation que je décrirai plus loin, le torrent de l'Arigeol coupe trois bandes parallèles de Bajocien, séparées l'une de l'autre par un anticlinal de Lias et par un synclinal de Bathonien déjetés vers le S. O.

A partir de la Durance, les couches bajociennes et bathoniennes ne plongent plus vers l'E., mais vers le N. E., puis vers le N., formant, de Saint-Michel-de-Prunières à Gap, une bande continue correspondant à la dépression de Chorges. A Gap les couches plongent vers le N. O.; plus au sud, à Sainte-Marguerite et à Châteauroux, leur direction devient N. S. et elles pendent vers l'O. A Tallard elles plongent de nouveau vers le N. O.

Parallèlement à cette bande allant de Gap à la Saulce, se trouve, plus à l'est, un lambeau allongé du N. au S., qui en est séparé par une faille locale et par la vallée d'érosion de la Luye.

Au S.E. de Tallard, les lambeaux de Venterol et de Turriers établissent le passage entre la bande de Jurassique moyen de Gap et celle de Clamensanne-Valavoire-Authon-Auribeau qu'a décrite M. Kilian. Elle est parallèle à la bande de Lias que j'ai étudiée plus haut et décrit comme celle-ci un arc de cercle ouvert vers le N. E., les couches plongeant successivement au S., S. O., N. O., N. Entre cette bande et la bande orientale se trouvent les lambeaux isolés de Bedouin (fig. 49), de Bayons (fig. 46), de la crête de Chauvet, entre Seyne et la Combe, celui de Barles (fig. 47), décrit par Garnier (34, p. 618), et celui de la Robine.

A l'ouest de la bande Clamensanne-Auribeau, plusieurs anticlinaux dirigés sensiblement E-O. ont fait apparaître le Bajocien et le Bathonien. Tels sont le petit anticlinal de la Motte, celui de Sigoyer, dont l'extrémité occidentale est coupée par la Sasse et par la route de Sisteron à Seyne et dont M. Kilian a donné une coupe (48, p. 74); celui de Château-Fort et du rocher de Hongrie; enfin celui d'Eyguians, qui paraît situé sur le prolongement de celui de Sigoyer, c'est l'affleurement le plus occidental que je connaisse du Jurassique moyen, à cette latitude, dans la région des Alpes. J'y ai trouvé *Parkinsonia Parkinsoni* en mauvais échantillons. Dans tous ces points, le Bajocien est très bien caractérisé, tandis que le Bathonien est très difficile à séparer des marnes schisteuses calloviennes susjacentes.

Dans toute la région, le Bajocien constitue un sol peu fertile, mais très souvent recouvert de bois, tandis que le Bathonien est généralement dépourvu de toute végétation et fortement raviné par les eaux de ruissellement.

Fossiles. — Les céphalopodes et les posidonomyes¹ sont, pour ainsi dire, les seuls fossiles que l'on rencontre dans le Bajocien et dans le Bathonien de nos chaînes subalpines. Les ammonites sont conservées dans les calcaires à l'état de moules internes calcaires, dans les marnes à l'état de moules pyriteux des tours internes. Dans ce dernier cas, les tours externes se trouvent souvent

¹ *Posidonomya alpina* A. Gras se rencontre aussi bien dans le Bajocien que dans le Bathonien et monte également dans le Callovien.

écrasés dans les marnes, autour du moule pyriteux. Ces fossiles sont très abondants aux environs immédiats de Digne (Beaumont, Truyas) et au S. E. de cette ville, vers Chaudon et Norante. Vers le nord, leur nombre diminue considérablement et leur conservation est si mauvaise, par suite des pressions qu'ont subies les roches lors des mouvements orogéniques, qu'il devient presque impossible de récolter des séries déterminables. Quand on approche de la Durance, les fossiles disparaissent presque entièrement. Aux environs de Gap, ils deviennent de nouveau très abondants, mais sont beaucoup moins bien conservés qu'aux environs de Digne. Il en est de même pour les environs de Bayons, d'Authon, de Barles.

L'on a longtemps considéré comme des algues fossiles certaines empreintes connues vulgairement sous le nom de coups de balai et qui ont été décrites sous les noms de *Cancellophycus* et de *Taonurus*. Elles sont très abondantes sur certains bancs de calcaires marneux des environs de Digne et ne sont pas non plus rares à Gap, quoique Dieulaufait ait déclaré avec emphase qu'elles font entièrement défaut entre Saint-Bonnet et la Durance (25, p. 413). M. Kilian les a également signalées à Saint-Geniez et à Authon.

Limite inférieure. — On sait que d'Orbigny (12, t. II, p. 472) considérait les couches à *A. bifrons* d'Entrages comme les dernières couches du Toarcien de la région et qu'il faisait commencer le Bajocien par les argiles noires superposées au banc corrodé, qui, en réalité, appartiennent au Lias supérieur, ainsi que l'a montré Garnier (34, p. 636). Nous avons vu plus haut que les couches supérieures des argiles noires contenaient la faune de la zone à *Harpoceras opalinum*; nous les avons trouvées d'une manière constante au sommet du Lias depuis Norante, par Entrages et Digne, jusqu'aux limites de la région du faciès dauphinois, où la même faune est également représentée. Conformément à la classification généralement adoptée en France, je mets la zone à *Harp. opalinum* dans le Lias supérieur et je fais commencer le Bajocien par la zone à *Harp. Murchisonæ*. Ainsi que l'a déjà fait observer Garnier (34, p. 639), le passage de l'une de ces zones à l'autre est tout à fait insensible dans notre région. En aucun point, je n'ai pu constater, ni à leur limite, ni plus haut, la moindre trace de banc durci et perforé, indiquant une lacune dans la sédimentation ou même un simple changement dans l'intensité ou dans la direction des courants. La sédimentation marno-calcaire du Bajocien remplace peu à peu la sédimentation argileuse du Lias supérieur, et la limite entre les deux étages ne peut être établie que d'une manière approximative et arbitraire.

Le passage d'un étage à l'autre peut très bien s'étudier sur la route de Digne aux Dourbes. Les argiles schisteuses de la zone à *Harp. opalinum* passent à leur partie supérieure à des marnes noires compactes alternant avec des bancs de calcaires noduleux noirs, de plus en plus serrés, qui forment la base d'un escarpement. Ces couches, très peu fossilifères, ont environ 10^m de puissance; elles sont recouvertes par des couches plus marneuses, contenant la faune de la zone

à *Harp. concavum* (V. plus bas), et représentent certainement la zone à *Harp. Murchisonæ*.

Les premières couches du Bajocien sont constituées à Gap par des marno-calcaires noirs à *Phylloceras tatricum* et *Inoceramus polyplocus*, elles passent insensiblement à la base, par alternances répétées, à des marnes noires schisteuses à posidonomyes, qui forment la partie supérieure du Lias.

Dans la pratique, c'est-à-dire pour le levé de la carte géologique au 1/80 000, j'ai placé la limite entre les deux étages au pied des escarpements formés par le Bajocien, à l'endroit où les couches calcaires commencent à prédominer.

Subdivisions. — C'est à Oppel que nous devons les premiers essais de division du Bajocien et du Bathonien en zones paléontologiques (« Die Juraformation », 1856); à de légères modifications près, les niveaux qu'il établit dans son travail peuvent être retrouvés dans toutes les régions où la série est complète et peuvent servir de base à une classification du Jurassique moyen. Voici les subdivisions auxquelles je me suis arrêté; elles s'appliquent à merveille à la région que j'ai étudiée :

- Bajocien.
 { Zone à *Harpoceras Murchisonæ*.
 { » » » *concavum*.
 { Zone à *Sphaeroceras Sauzei*.
 { » » *Sonninia Romani*.
 Zone à *Cosmoceras subfurcatum*.
 Bathonien.
 Zone à *Oppelia fusca*.
 » » » *aspidoides*.

Zone à *Harpoceras Murchisonæ*.

Le type de la zone à *Harpoceras Murchisonæ* peut être pris dans le Jura Souabe, à Wasseralfingen, ou mieux encore à Aselfingen, dans la vallée de la Wutach. Le niveau est encore bien développé dans le Jura Bernois, en Lorraine et en Angleterre. C'est la partie inférieure de la « mlière » des géologues normands. Enfin, une partie des calcaires du cap San-Vigilio, sur le lac de Garde, appartient certainement à la zone à *Harpoceras Murchisonæ*.

Les espèces les plus caractéristiques de la zone sont les suivantes : *Harpoceras* [*Ludwigia*] *Murchisonæ* Sow., *Harp.* [*Lioceras*] *opalinoides* May., *bradfordense* S. Buckm., *ambiguum* S. Buckm., *Hammatoceras Sieboldi* Opp., *dolium* S. Buckm. (= *subinsigne* Vac. non Opp.), *planinsigne* Vac. (d'après M. S. S. Buckman), *Tmetoceras*¹ *scissum* Ben. (cap San Vigilio, Basse-Provence, Wutach, Normandie — d'après M. Munier-Chalmas —, Angleterre).

Dans la région qui nous occupe, la faune de la zone à *Harpoceras Murchisonæ*

¹ Buckman *in litt.*

est très mal représentée; aucune des espèces caractéristiques que je viens d'énumérer n'y a encore été rencontrée. Il importe notamment de signaler l'absence dans nos chaînes subalpines de quelques-unes des formes les plus typiques de la faune du cap San-Vigilio, telles que *Tinetoceras scissum* et *Hammatocheras gonionotum*. Les espèces que j'ai trouvées sous ces noms dans diverses collections (coll. Jaubert, coll. Garnier) étaient mal déterminées et provenaient d'ailleurs d'un niveau plus élevé du Bajocien.

La zone à *Harpoceras Murchisonæ* est représentée aux environs de Digne par des calcaires noduleux noirs alternant avec des marnes noires. Elle atteint 10^m de puissance, et je n'y ai rencontré aucun fossile déterminable. Les empreintes dites *Cancellophycus* abondent sur certains bancs.

Ainsi que je l'ai dit plus haut, la zone à *Harp. Murchisonæ* est constituée à Gap par des marno-calcaires noirs contenant en abondance *Inoceramus polyptocus* Roem., *Belemnites Munieri* Desl. et plus rarement *Phylloceras tatricum* Pusch, en mauvais échantillons. La première de ces espèces est un des fossiles les plus caractéristiques du Bajocien inférieur de l'Allemagne du Nord, tandis que le *Phylloceras tatricum* se trouve tant dans la zone à *Harp. opalinum* que dans la zone à *Harp. Murchisonæ* des régions méditerranéennes.

Je n'ai jamais trouvé un fossile du Bajocien inférieur dans toute la région située entre Digne et Gap.

Zone à *Harpoceras concavum*.

Ce n'est que dans ces dernières années que, grâce aux beaux travaux de M. S. S. Buckman et de M. W. H. Hudleston¹, sur l'Oolithe inférieure d'Angleterre, que l'on sait à quoi s'en tenir sur les couches qui séparent la zone à *Harp. Murchisonæ* de la zone à *Sphæroceras Sauzei*. Opper et Waagen admettaient l'existence, entre ces deux niveaux, d'une zone à *Amm. Sowerbyi*. Mais M. Buckman vient de montrer que la véritable *Sonninia Sowerbyi* Mill. se trouve dans la zone à *Sphær. Sauzei* et non dans le niveau sous-jacent, et, en effet, Waagen a décrit de diverses localités, sous le nom de « *Sowerbyi-Zone* », des couches qui appartiennent en réalité à la zone à *Sphær. Sauzei*. La zone sous-jacente doit prendre le nom de zone à *Harpoceras concavum*²; M. Buckman en a déjà fait connaître en partie la faune et a fait ressortir les différences qu'elle présente avec celle qui l'a précédée et celle qui l'a suivie dans le temps. Les *Harpoceratida* y jouent encore un rôle considérable, tandis que dans la faune suivante ils font à peu près défaut. *Harpoceras [Ludwigia] Murchisonæ* est remplacé par sa mutation *Ludwigia cornu* S. Buckm. et par d'autres espèces voisines; l'espèce la plus commune est *Harpoceras concavum* Sow., appartenant au sous-genre *Lioceras*, représenté encore par quelques autres espèces; le sous-genre *Hyperlioceras* (groupe du *Harp.*

¹ S. S. Buckman, A Monograph on the Inferior Oolite Ammonites of the British Islands. — W. H. Hudleston, A Monograph of the British Jurassic Gasteropoda, I. Gasteropoda of the Inferior Oolite. *Palaeontogr. Soc.* 1887 —.

² Hudleston, *loc. cit.* p. 44.

discites) paraît être étroitement confiné à la zone; les *Hammatocheras* apparaissent pour la dernière fois; enfin, la faune contient quelques types nouveaux, qui apparaissent brusquement ici et n'atteindront tout leur développement que dans les zones suivantes. De ce nombre sont *Amm. subspinatus* S. Buckm., espèce très voisine d'*Amaltheus spinatus* du Lias moyen; *Sonninia acanthodes* S. Buckm. et plusieurs espèces voisines encore inédites; *Sonninia Sutneri* Broc. et quelques *Stephanoceratida*.

M. Buckman croit que la zone à *Harp. concavum* manque presque partout sur le continent et que son absence indique une lacune dans la série. Je doute que cette absence existe dans la majorité des cas. Il est fort probable que la zone à *Harp. concavum* a le plus souvent été confondué avec la zone à *Harp. Murchisonæ*, par suite d'une détermination inexacte de *Harp. concavum* et de *Harp. cornu*. D'autre part, il est bien certain qu'une partie au moins des couches que M. Waagen a décrites sous le nom de zone à *Amm. Sowerbyi* appartient à la zone à *Harp. concavum*.

Dans le Wurtemberg la présence de nombreuses espèces du sous-genre *Hyperlioceras* indique bien nettement l'existence de la zone qui nous occupe, c'est le niveau que Quenstedt a décrit depuis longtemps sous le nom de « *Sowerbyi-Bank* ». En Alsace, j'ai signalé en 1885¹ des couches à *Harpoceras cornu*, contenant à Mietesheim, à côté de cette espèce, *Belemnites ellipticus* Mill., *Moeschi* May., *insculptus* Phil. et surtout *Gryphaea calceola* Qu. Dans le Jura Bernois la zone à *Harp. concavum* est représentée par le « calcaire oolithique ferrugineux » de Greppin²; cet auteur cite de la localité de Grange-Guéron les *Amm. Murchisonæ*, *Sowerbyi*, *opalinus*, *subradiatus*, etc., mais l'étude des échantillons dans sa collection même (collection de la Commission géologique d'Alsace-Lorraine) m'a montré que ses déterminations étaient inexactes et qu'il s'agissait des *Harpoceras concavum* et *discites* et de *Sonninia polyacantha* Waag. La même zone existe dans la Haute-Saône; dans une série de céphalopodes de Comberjon, de Couleron et de Longeville, dont M. Petitclerc a bien voulu me confier l'étude, j'ai pu reconnaître *Harp. concavum* Sow., *cornu* S. Buckm., *Desori* Moesch et *discites* Waag. A Longeville les couches à *Harpoceras concavum* se trouvent nettement au-dessous des couches à *Amm. Sauzei*. En Normandie, enfin, la partie supérieure de la « mâtère » est caractérisée, d'après M. Munier-Chalmas³, par des mutations du *Harpoceras Murchisonæ*, par *Harp. concavum* et par *Sonninia acanthodes* S. Buckm. qui a également été trouvé par M. Bigot.

On voit par cette courte énumération que la zone à *Harpoceras concavum* possède sur le continent une assez grande extension et que la lacune que M. Buckman⁴ admet entre la zone à *Harp. Murchisonæ* et la zone à *Sphær. Sauzei* n'est certainement pas générale.

¹ Bull. Soc. géol. Fr. 3^e sér. t. XIV, p. 58.

² Matér. Carte géol. de la Suisse, livr. VIII, p. 28.

³ Bull. Soc. géol. C.-R. somm. 22 juin 1891.

⁴ S. S. Buckman, On the Cotteswold, Midford, and Yeovil Sands, and the Division between Lias and Oolite. *Quart. Journ.* 1889, p. 466.

La zone à *Harp. concavum* existe également dans nos chaînes subalpines. Les couches qui la représentent n'ont pas échappé à Garnier, mais il les décrit sous le nom de « couches à *Ammonites Murchisonæ* » (34, p. 644). Aux environs de Digne ce sont des schistes gris à nodules ferrugineux, alternant avec des bancs de calcaires marneux et atteignant près de 100 mètres d'épaisseur. Les fossiles sont assez abondants, ils sont ou calcaires ou transformés en hydroxyde de fer. J'ai pu en recueillir un certain nombre au quartier de Truyas près de Digne, j'ai étudié également les séries recueillies par M. Honnorat-Bastide et par Garnier. Grâce à l'obligeance de M. Gustave Sayn j'ai pu emporter à Paris tous les échantillons de la collection Garnier provenant des couches qui nous occupent. Je les ai soumis à un examen minutieux, et j'ai pu déterminer avec précision la plupart d'entre eux.

Les principales localités fossilifères des environs de Digne sont : le quartier de Truyas et le bas des coteaux qui s'étendent de là jusqu'à Marcoux, puis les Côtes-Chaudes, sur la rive droite du torrent de l'Escure.

Aux environs de Gap, la zone à *Harpoceras concavum* est représentée par une puissante série de marnes grises alternant avec des bancs minces de calcaire. A l'exception des bélemnites et des posidonomyes, les fossiles y sont rares et mal conservés. La collection Jaubert contient des échantillons provenant de la base du coteau de Saint-Mens, du versant est du coteau de Sainte-Marguerite et du col de Jarjays. Jaubert les mettait dans les couches à *Amm. aalensis*, c'est-à-dire dans le Lias supérieur. Je crois devoir les attribuer à des espèces de la zone qui nous occupe. Je les ai d'ailleurs retrouvées en place dans un ravin au nord de la Bâtie-Vieille.

Voici la liste des espèces que j'ai pu étudier de la zone à *Harpoceras concavum* de nos chaînes subalpines :

Belemnites Munieri. Desl. Le Jura Normand, Monogr. VI, p. 63, pl. V, fig. 3-6, 12-14, 16, pl. VI, fig. 5-11 (= *Bel. Blainvillei* d'Orb. non Voltz, *unicanaliculatus* d'Orb. non Hartm. p. p.). Débute dans la zone à *Harp. Murchisonæ*. — Truyas, la Palud, Lara près Gap (coll. Jaub., Sorb.).

Phylloceras Nilsonni Héb. Petits moules ferrugineux de 13 mm. de diamètre, au maximum, identiques à ceux du Lias supérieur de l'Aveyron. — Côtes-Chaudes près Digne (coll. Garnier).

Phylloceras Velaini Mun. Chalm. in coll. Petits moules ferrugineux de 10 à 15 mm. de diamètre, identiques à ceux du Bajocien moyen de Beaumont (v. plus bas). — Côtes-Chaudes (coll. Garnier).

Phylloceras sp. indet. aff. *subnilsonni* Kil. Petits moules ferrugineux de forme plus aplatie que ceux du *Phylloceras disputabile* Zitt. du Bajocien moyen et du Bathonien. — Truyas (coll. Garnier).

Phylloceras ultramontanum Zitt. Moules ferrugineux de 13 à 20 mm. de diamètre, conformes aux tours internes de l'espèce figuré par Vacek des couches à *Erycites fallax* du Cap S. Vigilio (Vac. I, c. p. 65, pl. V, fig. 19). — Truyas (coll. Garnier).

Phylloceras trifoliatum Neum. Phyllocer. d. Dogg. u. Malm., p. 309, pl. XII, fig. 3, non fig. 2. Neumayr a décrit en n'en figurant que les cloisons, une espèce des couches à *Harp. Murchisonæ* de Szafary dans les Carpathes que je crois avoir retrouvée dans la zone à *Harp. concavum* des environs de Digne. Conformément à la description de Neumayr, mes

échantillons sont très aplatis, à ombilic excessivement étroit; ils sont dépourvus de varices internes et les moules ferrugineux sont entièrement lisses. La première selle latérale est triphyllique, la selle externe est identique avec celle que figure Neumayr. — Côtes-Chaudes et ravin de la Pierre près Digne (coll. Garn., coll. Honnorat).

Lytoceras pygmæum d'Orb. Pal. franç. Terr. Jurass. Céph. p. 391, pl. 129, fig. 12, 13. Plusieurs moules ferrugineux mal conservés conformes au type de Bayeux. — Marcoux (coll. Garnier).

Amaltheus subspinatus S. S. Buckm. Some new species of ammonites from the Inferior Oolite, p. 4, pl. II, fig. 1. Voir aussi : Inferior Oolite Ammonites (*Palaeontographical Society*, pl. XLIX, encore inédite). Cette espèce, voisine de l'*Amaltheus spinatus* Brug. du Lias moyen, est une des plus curieuses de la zone à *Harp. concavum*. Elle est assez commune dans les schistes gris de cette zone aux environs de Digne, elle s'y rencontre soit en grands exemplaires calcaires comprimés, soit en petits moules ferrugineux bien conservés. A côté du type à côtes fines, l'on trouve une variété à grosses côtes, également figurée par M. Buckman (loc. cit., pl. XLIX, fig. 4 et 5). L'*Amaltheus subspinatus* est cité par Garnier sous le nom de « *Ammonites* du groupe des *arietes* ». — Truyas, Côtes-Chaudes (coll. Garn., Honnorat, E. H.).

(?) *Lillia* sp. indet. Deux échantillons ferrugineux insuffisamment conservés. — Truyas (coll. Garnier).

Harpoceras [*Grammoceras*] n. sp. aff. *aalense* Ziet. Exemple ferrugineux appartenant à une mutation du *Harp. aalense*, identique avec ceux que j'ai trouvés dans la zone à *Harp. concavum* de Mietesheim et de Heiligenstein (Alsace). Je n'ai pas eu encore d'assez bons échantillons à ma disposition pour pouvoir figurer cette espèce que je considère comme nouvelle. — Ravin de la Pierre près Digne (coll. Garnier).

Harpoceras [*Lioceras*] *concavum* Sow. Exemplaires calcaires mal conservés, souvent d'assez grande taille. — Torrent de l'Escure, Truyas près Digne (E. H.).

Harpoceras [*Ludivigia*] *cornu* S. Buckm. Petits moules ferrugineux et exemplaires calcaires de taille moyenne. — Côtes-Chaudes (coll. Garn., Honnorat, E. H.), col de Jarjays, coteau de Saint-Mens près Gap (coll. Jaub. Gren.), ravin au nord de la Bâtie-Vieille (E. H.).

Harpoceras [*Hyperlioceras*] *Walkeri* S. Buckm. Plusieurs exemplaires mal conservés dans des marnes. — Versant est du coteau de Sainte-Marguerite près Gap, versant sud de Saint-Mens (coll. Jaub. Gren.), ravin au nord de la Bâtie-Vieille (E. H.).

Erycites fallax Ben. Exemple calcaire, légèrement écrasé de 5 cm. de diamètre, parfaitement conforme par la disposition de ses côtes interrompues sur la partie externe et par son enroulement à l'exemple figuré par Vacek loc. cit., pl. XV. — Côtes-Chaudes (coll. Garn.).

« *Stephanoceras* » *punctum* Vac. Cap. San Vigilio, p. 102, pl. XVII, fig. 12, 13. Petits moules ferrugineux concordant d'une manière parfaite par leur ornementation et par la forme des tours avec la figure donnée par Vacek et surtout avec sa diagnose. J'y retrouve en particulier le caractère des côtes interrompues sur le moule interne par une bande siphonale lisse, et celui des cloisons très simples et très différentes de celles des *Sphaeroceras*. — Côtes-Chaudes (coll. Garnier).

Si nous examinons la répartition chronologique des espèces constituant cette faune, nous constatons que quatre d'entre elles sont essentiellement caractéristiques de la zone à *Harp. concavum* d'Angleterre et n'ont jamais été trouvées à un autre niveau : ce sont *Amaltheus subspinatus*, *Harpoceras concavum*, *cornu* et *Walkeri*. Deux espèces se retrouvent dans les couches à *Sphaeroceras fallax* du lac de Garde, le *Sphaer. fallax* et le *Stephanoceras punctum*. Je fais abstraction des *Phylloceras*, qui traversent en général plusieurs zones. Mais je dois remarquer

que, à part le *Phylloceras Velaini*, qui monte jusque dans le Bathonien, aucune espèce du genre ne se poursuit dans des couches plus élevées.

En général, les relations paléontologiques de la zone à *Harp. concavum* et de la zone à *Harp. Murchisonæ* sont assez intimes pour justifier leur réunion en un étage aalénien (Mayer-Eymar). La question de savoir si la zone à *Harp. opalinum* doit être réunie ou non à cet étage ne peut être discutée ici (1).

Zone à *Sphæroceras Sauzei*.

Dès 1836 Oppel distinguait à la base de sa zone à *Amm. Humphriesianus* une sous-zone à *Amm. Sauzei*, dont il ne pouvait constater l'autonomie dans toutes les régions. Depuis, ces couches ont acquis une importance assez considérable et ont été retrouvées dans un très grand nombre de points. C'est bien plutôt la partie supérieure de la « zone à *Amm. Humphriesianus* » qui fait quelquefois défaut; sa faune est du reste moins bien connue que celle de la zone à *Amm. Sauzei*, et l'espèce qui la caractérise le mieux est l'*Amm. Romani* Opp. On peut, soit réunir les deux niveaux sous le nom de zone à *Cæloceras Humphriesi*, qui comprendra deux sous-zones, dans lesquelles la forme typique de cette espèce se trouve également représenté; soit distinguer deux zones, une zone à *Sphær. Sauzei* et une zone à *Sonninia Romani*. C'est à ce dernier parti que je m'arrêterai, chacun des deux niveaux étant très bien représenté dans la région que j'étudie.

¹ Ces lignes étaient déjà écrites quand a paru une note de Mme et M. Ed. F. Honnorat-Bastide « Sur les couches indéterminées du Lias et du Bajocien à Digne » (61), dans laquelle est discutée la position des couches à petites ammonites ferrugineuses que je range dans la zone à *Harp. concavum*. Les auteurs signalent sur les bords du torrent de l'Escur, au-dessus de ces couches, des schistes noirs puissants contenant seulement *Belemnites Blainvillei*, *Turbo capitaneus* et un *Pentacrinus* voisin du *subteres*. La présence, dans ces schistes, du *Turbo capitaneus*, constituerait pour Mme et M. Honnorat une raison de les ranger dans le Lias supérieur. Les couches qui les surmontent sont des « bancs alternativement argileux et calcaires très fossilifères, avec ammonites du Bajocien inférieur, telles que *Amm. Murchisonæ* Sow., *Sowerbyi* Mill., *corrugatus* Sow., etc., et quantité de belles variétés de chacune de ces espèces dont quelques-unes absolument inédites... » Ce sont nos couches à *Sphær. Sauzei*, mais Mme et M. Honnorat en font la zone à *Amm. Murchisonæ*, s'appuyant sans doute sur une détermination inexacte d'une forme ressemblant plus ou moins à cette dernière espèce.

Quant aux couches inférieures aux schistes noirs, nos couches à *Harp. concavum*, voici quelle est, d'après les auteurs, leur faune : *Amm. Circe* Héb., *Demidoffi* Rouss., *heterophyllus* Sow., *tripartitus* Rasp. (= *pygmeus* d'Orb.), diverses espèces indéterminées, « dont une, très probablement nouvelle, voisine, quoique distincte, de l'*Amm. Brongnarti* Sow. » (c'est probablement *Stephanoceras punctum* Vac.) et quelques spécimens du groupe des *Arietes* (*Amaltheus subspinatus* Buckm. !). Enfin une forme ressemblant à l'*Amm. Murchisonæ* ne me paraît pas appartenir à cette espèce, mais plutôt à une espèce voisine (probablement *Harp. cornu* !). La présence dans les couches en question des principales espèces du niveau à *Harp. concavum* d'Angleterre ne laisse pour moi aucun doute sur leur position stratigraphique. Elles se trouvent au-dessus et non au-dessous de la zone à *Harp. Murchisonæ* et ne peuvent par conséquent pas être rangées dans le Lias supérieur, tel qu'il est compris par les géologues français.

Le type de la zone à *Sphær. Sauzei* peut être pris dans les environs de Bayeux, les couches qui lui correspondent y sont très bien développées et forment un niveau très fossilifère entre la « mlière » et l'« oolithe ferrugineuse ».

L'on sait que Waagen a décrit ces couches sous le nom de zone à *Amm. Sowerbyi*, et, en effet, cette espèce s'y rencontre en exemplaires typiques, à côté d'autres formes voisines (*Sonninia corrugata* Sow. = *patella* Waag., *propinquans* Bayle). La zone est bien développée en Angleterre, dans les Deux-Sèvres, dans la Charente, aux environs de Nancy¹, dans le nord de l'Alsace, en Souabe (« Blaue Kalke »), en Argovie.

Dans la région méditerranéenne, la zone à *Sphær. Sauzei* est représentée à St-Veit près Vienne, où elle a été étudiée par M. Griesbach; au cap San-Vigilio, d'où M. Waagen signale le *Sphæroceras polyschides*; et aux environs de Toulon, où elle a été décrite par MM. Zurcher et Douvillé sous le nom de zone à *Amm. Sowerbyi*.

Dans nos chaînes subalpines, la zone à *Sphær. Sauzei* est également très bien développée. Sa présence a été constatée aux environs de Digne par Garnier (34, p. 645), aux environs de Sisteron par M. Kilian (48, p. 74).

A Digne elle est constituée par une quinzaine de mètres de calcaires bleus très compactes en gros bancs, alternant avec des couches schisteuses. Ces calcaires sont surtout très fossilifères au quartier de Truyas, où l'on peut ramasser de nombreuses ammonites sur la surface des bancs, inclinés ici à peu près à 45°. Les mêmes couches sont encore bien visibles dans le ravin qui descend des Dourbettes et sur le bord de la nouvelle route de Norante à Chaudon, où toutefois les fossiles sont rares.

Au nord de Digne les calcaires de la zone à *Sphær. Sauzei* sont bien développés aux environs de Barles; ils affleurent notamment à l'entrée du vallon de Vaux, où j'ai trouvé dans les couches verticales *Cæloceras Bigoti* Mun.-Ch. Les mêmes calcaires ont été signalés par M. Kilian aux environs de Nibles, sur la rive droite de la Sasse.

Enfin, près de Gap, entre cette ville et la Bâtie-Vieille, des calcaires noirs compactes alternent avec des schistes de même couleur et contiennent en abondance, mais mal conservés, les fossiles les plus caractéristiques de la zone.

Voici la liste des espèces de la zone à *Sphær. Sauzei* de nos chaînes subalpines que j'ai eues sous les yeux :

Phylloceras cf. *connectens* Zitt. Jahrb. k. k. geol Reichsanst. Vol. XIX. p. 67, pl. I. p. 7-10, 12. Moules internes bien conservés, présentant cinq sillons arqués situés en avant d'un bourrelet externe et séparés les uns des autres par des surfaces ornées de stries d'accroissement très fines. N'ayant pas les échantillons sous les yeux je ne puis affirmer l'identité absolue avec l'espèce de Zittel des couches à *Harp. Murchisonæ* de Galicie. — Truyas (coll. Garn., Honnorat). Exemplaire très mal conservé de la Palud près Gap (coll. Jaub.).

Phylloceras Circe Héb. Plusieurs échantillons mal conservés. — Truyas près Digne (E. H.), la Palud près Gap (coll. Jaub.).

¹ V. Nicklès, Bull. Soc. géol. 3^e sér. t. XV, p. 194.

Phylloceras diniense Honnorat (p. 5). Parmi les ammonites nouvelles du Bajocien des environs de Digne dont M. Ed.-F. Honnorat a donné la diagnose dans le *Républicain des Alpes* du 7 mars 1891, la seule qu'il me soit possible de reconnaître en l'absence de figures est une espèce voisine du *Phyll. isomorphum* Gemm. des couches à *Posidonomya alpina* de la province de Girgenti et surtout du *Phyll. Partschii* Stur du Lias inférieur des Alpes-Orientales. Elle se distingue de ce dernier par un ombilic plus étroit, par des tours un peu plus épais et par les stries radiales plus fortement infléchies. — Truyas (coll. Honnorat), Beaumont, au-dessous des marnes à ammonites ferrugineuses (Sorb. bel exemplaire recueilli par M. Hébert), environs de Gap (coll. Jaub. Gren.).

Lytoceras cf. ophioneum Ben. — Truyas (coll. Garn., Honnorat), la Justice près Gap (coll. Jaub. Gren.).

Haploceras sp., groupe du *Hapl. oolithicum*. — Truyas (coll. Honn.).

Oppelia sp. indet. — La Justice près Gap (coll. Jaub. Gren.).

Sonninia propinquans Bayle, Explic. Carte géolog. t. IV, pl. 84. C'est l'espèce la plus commune de la zone, tant aux environs de Gap qu'aux environs de Digne. Les échantillons sont presque toujours écrasés. — Truyas (E. H., coll. Garn., Honn., Sorb.), la Justice près Gap. (coll. Jaub. Gren.), la Bâtie-Vieille (E. H.).

Sonninia corrugata Sow. (non Douv.) = *Amm. patella* Waag. — Truyas (coll. Garn. Honn.), la Justice près Gap (coll. Jaub.).

Sonninia gingensis Waag. 1 exemplaire. — La Bâtie-Neuve (coll. Jaub.).

Sonninia cf. adiera Waag. Diffère du type de Waagen par la présence d'une carène creuse. — Truyas (coll. Garn.).

Sonninia Sowerbyi Mill. Exemplaires à peu près conformes au type de Sowerby, dont M. Buckman a bien voulu m'envoyer un moulage. — Truyas (coll. Honn.), chemin des Dourbes (coll. Garn.).

Sonninia Boweri Buckm. Some new species of ammonites from the Inferior Oolite, p. 9, fig. 1. — *Sonninia Zurcheri* Douv. *Bull. Soc. géol. Fr.* 3^e sér. t. XII, p. 22, pl. I, fig. 5-7. Petite espèce assez variable, remarquable par les grandes oreillettes de son péristome. Son attribution au genre *Sonninia* me paraît encore douteuse. Se trouve dans les comtés de Somerset et de Dorset, en Angleterre, dans les environs de Bayeux, près de Toulon, etc. occupe dans tous ces points le niveau de *Sphaer. Sauzei*. — Truyas (Sorb., coll. Garn., coll. Honn.), la Justice près Gap (coll. Jaub.).

Sonninia cf. laeviuscula Sow. — *Ludwigia corrugata* Douv. (non Sow.) *Bull. Soc. géol. Fr.* 3^e sér. t. XIII, p. 26, pl. II, fig. 1-5, pl. III, fig. 1, 2. — Truyas (coll. Garnier).

Sonninia n. sp. aff. jugosa Waag. — Truyas (Sorb. moulage).

Haploceras [Lytoceras] sp. cf. concavum Sow. — Truyas (coll. Honn.).

Sphaeroceras meniscus Waag. *Geogn.-paleontol. Beitr.* t. I p. 602. = *Amm. Gervillei* d'Orb. *Pal. franç. Terr. jur. Céph.* pl. 140, fig. 1, 2. Les côtes toujours régulièrement bifurquées sur le milieu de leur hauteur et le dernier tour sortant de la spirale permettent de reconnaître aisément cette espèce. — Marcoux (coll. Garnier). Combevinouse près Gap (coll. Jaub.).

Sphaeroceras polyschides Waag. Cette espèce si caractéristique de la zone à *Sphaeroc. Sauzei* de toutes les régions n'est encore connu des Basses-Alpes que par un seul exemplaire. — Chaudon (coll. Sorb.).

J'ai pu m'assurer que cette espèce présentait un lobe antisiphonal à deux pointes et il est probable que toutes les espèces du groupe de l'*Amm. Humphriesi* Sow. sont dans ce cas. Il n'y a donc aucune raison de les séparer du genre *Caeloceras* Hyatt, qui a la priorité sur *Stephanoceras* Waag. Ce dernier nom peut être réservé avantagement, comme le propose M. Douvillé, au groupe de l'*Amm. coronatus*. La question de savoir si les *Caeloceralidae* du Bajocien à péristome muni d'oreillettes latérales doivent être séparés génériquement des *Caeloceras* à péristome simple ne peut être résolue pour le moment. Il faudrait savoir si les formes à oreillettes, telles qu'*Amm. linguiferus* d'Orb., ne représentent pas simplement un stade jeune de formes à péristome dépourvu d'oreillettes.

Caeloceras Bigoti Mun.-Chalm. = *Amm. Humphriesianus* Quenst. *Ammon.* pl. 65, fig. 9. Espèce assez répandue dans la zone à *Sphaer. Sauzei* de l'Ouest de la France. — Barles (E. H.).

Caeloceras Humphriesianum Sow. *Miner. Conch.* t. V, pl. 500, fig. 1, inf. non sup. Quenst. *Ammon. d. Schwab. Jura.* tab. 65, fig. 11. Gros échantillons parfaitement conformes au type de Sowerby. — Sentier de Digne à Archail (E. H.), Gap (coll. Jaub.).

Caeloceras Baylei Opp. *Juraform.* p. 397, d'Orb. *Pal. franç. Terr. jurr. Céph.* pl. 133. — Truyas (coll. Honn.), Gap (coll. Jaub.).

Sphaeroceras Sauzei d'Orb. 2 — Truyas (musée de Digne), chemin des Dourbes (coll. Garnier), Gap (coll. Jaub.), Norante (variété naine, Sorb.).

Il ressort de cette liste que la faune des couches à *Sphaeroceras Sauzei* de nos chaînes subalpines présente autant d'affinités paléontologiques avec les couches du même âge de Normandie qu'avec celles des environs de Toulon; mais la présence de plusieurs espèces du genre *Phylloceras* lui donne un cachet méditerranéen qui manque aux dépôts de ces deux régions.

Zone à *Sonninia Romani*.

Oppel et Quenstedt distinguent en Souabe, entre les couches à *Amm. Sauzei* et les couches à *Amm. subfurcatus* (« Bifurcatenschicht » Quenst.), des couches à *Amm. Humphriesianus*, qu'Oppel considère comme une zone autonome dans son schéma des niveaux paléontologiques du système jurassique, et qu'il retrouve en un certain nombre de points en France et en Angleterre. Depuis, la zone a été souvent confondue avec la zone sous-jacente à *Sphaer. Sauzei* ou avec la zone à *Cosmoceras subfurcatum*, qui lui fait suite. En effet, elle contient un certain nombre d'ammonites communes soit avec l'une soit avec l'autre, et il est même difficile de trouver une seule espèce qui lui soit propre. Je ne vois guère que les *Sonninia Romani* Opp. et *pinguis* Röm. qui répondent à cette condition, c'est pourquoi j'ai désigné provisoirement la zone sous le nom de zone à *Sonninia Romani*. Le nom de zone à *Caeloceras Humphriesianum* ne peut convenir, car cette espèce se rencontre déjà en abondance, en exemplaires conformes au type de Sowerby, dans la zone à *Sphaer. Sauzei*.

En dehors de la Souabe, où la faune de la zone qui nous occupe est aujourd'hui bien connue, grâce aux travaux de Quenstedt, il existe peu de points où elle soit bien étudiée. La zone est représentée, en Alsace, dans le Jura argovien, dans le nord de l'Allemagne, par des couches généralement plus riches en céphalopodes que les couches de même âge de Lorraine, du Jura, de Bourgogne. La zone existe également sur le bord méridional du bassin de Paris et en Angleterre, mais elle fait défaut presque partout en Normandie, comme nous le verrons dans le paragraphe suivant.

2 Je continue provisoirement à ranger cette espèce dans le genre *Sphaeroceras*, quoique la forme du dernier tour et du péristome soit entièrement différente de celle qu'ils présentent dans les espèces typiques du genre. *Amm. Sauzei* devra peut-être, avec *Amm. Braikenridgi*, constituer une section nouvelle.

Dans les Basses-Alpes, l'on connaît depuis longtemps les couches à petites ammonites ferrugineuses de Beaumont près de Digne; elles constituent un des meilleurs types de la zone à *Sonninia Romani*. Ce sont des calcaires marneux ou compactes en bancs alternant régulièrement avec des marnes schisteuses grises à nodules ferrugineux. Garnier évalue l'épaisseur totale de la « zone à *Amm. Humphriesianus* », dans la coupe de Feston aux Dourbes, à 70 mètres environ. Sur le plateau de Beaumont elle est moins considérable.

Les ammonites ferrugineuses sont localisées aux environs de Digne, j'en ai encore trouvé des traces à la Javie; vers le nord et vers le sud, l'on ne rencontre plus que des fossiles calcaires assez mal conservés et peu abondants. Il devient très difficile de distinguer la zone à *Sonninia Romani* de la zone à *Sphær. Sauzei* et de la zone à *Cosmoceras subfurcatum*. A Gap, toutefois, où il existe un niveau à ammonites pyriteuses dans le Bajocien supérieur, l'on rencontre au-dessus de ces couches des bancs calcaires contenant *Cœloceras Blagdeni* Sow., *Braikenridgi* Sow., *Sphæroceras Brongniarti* Sow.

L'on doit remarquer toutefois que, dans les coupes des Dourbes et de Chaudon les *Cœloceras Blagdeni* et *Braikenridgi* occupent un niveau un peu supérieur à celui des petites ammonites ferrugineuses; c'est pourquoi je commencerai par donner une liste raisonnée des espèces de ce dernier horizon.

Phylloceras disputabile Zitt. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., t. XVIII, p. 606. = *Amm. tatricus* Kudern. (non Pusch), *Amm. v. Swinitza*, Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst., t. I, p. 4, pl. I, fig. 1-4, *Phylloceras heterophylloides* Bayle (non Opp.). Explic. carte géol. t. IV, pl. 42, fig. 5-8 non fig. 1, 2. Les moules ferrugineux des tours internes de cette espèce sont très abondants à Beaumont, ils figurent généralement dans les collections sous le nom d'*Amm. Demidoffi* Rouss., qui leur a été appliqué par Garnier (34, p. 640). Il suffit d'examiner la figure donnée par Rousseau dans « A. de Demidoff, Voyage dans la Russie méridionale, etc. » pour se convaincre de l'inexactitude de cette assimilation. Le nom donné par Bayle ne convient pas davantage, car les échantillons du *Phyll. heterophylloides* Opp. du Bajocien supérieur de Bayeux sont plus renflés et présentent des varices internes moins accentuées que celles de l'espèce de Beaumont. Je n'ai pu identifier cette dernière avec le *Phylloceras disputabile* Zitt., qu'à l'aide des exemplaires provenant du Bajocien supérieur et du Bathonien inférieur de Chaudon, qui ont souvent conservé leur dernière loge, sur laquelle les sillons prennent des caractères différents de ceux qu'ils offrent dans le jeune âge et identiques à ceux du type de Swinitza. — (Sorb., Ec. des mines, coll. Garn., Honn., etc.).

Phylloceras Circe Hébert. Bull. Soc. géol., 2^e sér., t. XXIII, p. 526, fig. 2. Bayle, Explic., carte géol., t. IV, pl. 42, fig. 3, 4. Cette espèce, bien caractérisée par Hébert, est bien distincte du *Phyll. Zignoï* d'Orb., auquel Neumayr voulait la réunir. Dans l'adulte les varices internes ne présentent presque plus de coude sur les flancs et la languette disparaît entièrement. *Phyll. Circe* peut être considéré comme la forme ancestrale du *Phyll. mediterraneum* Neum., qui débute dans le Bajocien supérieur. — (Sorb., Ec. des Mines, musée de Digne, coll. Garn., etc.).

Phylloceras diniense Honn. sp. Exemplaires ferrugineux représentant les tours internes de l'espèce de la zone à *Sphær. Sauzei*. — (Sorb., coll. Garn.).

Phylloceras n. sp. Un seul échantillon d'une espèce très aplatie, à sillons coudés dans le jeune, disparaissant dans l'adulte, à stries fines sur le moule, à cloisons très découpées. Cette espèce, qui ne rentre dans aucun des groupes établis par Neumayr, est

très voisine d'une espèce également nouvelle du Bathonien supérieur de Saint-Marc, près Aix, que M. Munier-Chalmers a bien voulu me communiquer. — (Sorbonne).

Phylloceras Velaini Mun.-Chalm. in coll. Cette espèce, qui débute dans la zone à *Harp. concavum* et s'élève jusque dans le Bathonien inférieur, est très voisine de *Phyll. frondosum* Reyn. du Lias moyen de l'Aveyron. Elle s'en distingue par ses flancs beaucoup moins aplatis, par ses sillons encore moins accusés dans le jeune âge et par de légères différences dans les cloisons. Les moules internes des deux espèces sont entièrement lisses dans l'adulte.

Lytocheras pygmæum d'Orb. L'échantillon figuré par d'Orbigny présente le test, c'est pourquoi on n'y voit pas les sillons, qui existent d'une manière constante sur le moule interne et qui sont très accusés sur les exemplaires ferrugineux de Beaumont. — (Sorb., coll. Garn.).

Oppelia præradiata Douv., Bull. Soc. géol. 3^e série, t. XIII, p. 33, pl. III, fig. 6, 7. Plusieurs échantillons parfaitement conformes au type figuré par M. Douvillé. — (Sorb. coll. Garn.).

Sonninia corrugata Sow. (non Douv.) = *patella* Waag. Moules ferrugineux des tours internes, conformes, à une très légère différence près, dans l'inflexion des côtes aux types de Bayeux. On ne voit encore aucune trace, sur les échantillons de Beaumont, de l'atténuation des côtes et de l'aplatissement des tours, qui s'introduisent avec l'âge. — (Coll. Garn., 2. exempl.).

Sonninia Romani Opp. Palæont. Mitth. t. I, p. 145, pl. 46, fig. 2. Exemplaires à tours un peu plus embrassants que le type figuré par Opper, se rapprochant beaucoup de certains *Amm. deltafalcatus* Quenst. Ammon. d. Schwab. Jura, pl. 68, fig. 8-11, non 13. Les ornements disparaissent entièrement à partir de 3 cm. de diamètre sur la plupart d'entre eux, mais j'ai sous les yeux d'autres échantillons, à enroulement plus rapide, dont les côtes sont bien plus accusées et qui devront peut-être constituer une espèce nouvelle. — (Coll. Garn., Sorb.).

Sonninia pinguis Reem. Verst. Nordd. Ool. Geb. p. 186, pl. XII, fig. 13. = *Amm. deltafalcatus* Brauns (non Quenst.). Palæontogr. t. XIII, pl. 37, fig. 7, 8. Fragments identiques aux échantillons de cette espèce que j'ai eus entre les mains, de la zone à *Sonn. Romani* (« Humphriesianus-Schichten ») du Hanovre et de Souabe. — (Coll. Garnier).

Pœcilomorphus cycloides d'Orb. Pal. franc. pl. 121, fig. 1-6. S.S. Buckm. Inf. Ool. Amm. pl. XXII, 1-22. Plusieurs variétés. — (Sorb., musée de Digne, coll. Garn., Honn.).

Sphæroceras polymerum Waag. Geogn.-palæont. Beitr. t. I, p. 605. = *Amm. Brongniarti* d'Orb. Pal. franc. pl. 137, fig. 1, 2 (non 3, 4, non Sow.). Une série d'échantillons très bien conservés de cette espèce, provenant des couches à *Sphær. Sauzei* de Bayeux et conformes à l'exemplaire figuré par d'Orbigny, m'a permis de déterminer d'une manière certaine les moules ferrugineux d'un petit *Sphæroceras* très abondant à Beaumont, que Garnier cite sous le nom d'*Amm. Aropus* d'Orb. (Prodr. I, p. 330). Les échantillons de Beaumont sont parfaitement identiques aux tours internes de ceux de Bayeux. — (Sorb., musée de Digne, coll. Garn., Honn., etc.).

Cœloceras cf. modestum Vac. Cap S. Vig. pl. XVII, fig. 4-6. Fragment d'une espèce à tours arrondis, très voisine du *Cœl. modestum* Vac. et n'en différant que par la présence, de distance en distance, de côtes simples intercalées entre les côtes bifurquées et prenant naissance seulement à la hauteur du point de bifurcation de ces dernières. — (Coll. Sorb.).

Cœloceras sp. indet. Un échantillon correspondant peut-être aux tours internes d'une espèce déjà dénommée, tel que *Cœl. longatum* Vac. — (Coll. Sorb.).

Cœloceras Baylei Opp. Fragments. — (Coll. Garn.).

¹ Je range provisoirement les *Amm. Romani* et *pinguis* dans le genre *Sonninia*. Je ne crois pas devoir faire usage, pour l'*Amm. pinguis*, du genre *Witchellia* de M. Buckman, qui ne se distingue par aucun caractère essentiel de *Sonninia*.

Cœloceras Humphriesianum Sow. non d'Orb. Tours internes. — (Sorb.).
Cœloceras subcoronatum, Opp. Commun, mal conservé. — (Sorb. Ec. des mines, coll. Garn., etc.).
Cœloceras Blagdeni Sow. Fragments. — (Coll. Garn.).

Si l'on fait abstraction des espèces nouvelles ou insuffisamment déterminables, la faune ferrugineuse compte jusqu'à présent quinze espèces d'ammonites. De ce nombre, deux seulement sont propres à la zone qui nous occupe; ce sont les *Sonninia Romani* et *pinguis*. Sept se rencontrent déjà dans la zone *Sphaeroc. Sauzei*, mais ne sont pas connues au-dessus de la zone à *Sonn. Romani*, ce sont: *Phylloceras Circe*, *diniense*, *Oppelia præradiata*, *Sonninia corrugata*, *Sphaeroceras polymerum*, *Cœloceras Baylei*, *Humphriesi*. Quatre espèces débutent dans la zone à *Sonn. Romani* et s'élèvent plus haut: *Phylloceras disputabile*, *Pœcilomorphus cycloides*, *Cœloceras subcoronatum* et *Blagdeni*. Enfin deux espèces, *Phylloceras Velaini* et *Lytoceras pygmaeum*, débutent dès la zone à *Harp. concavum* et survivent à la faune de la zone à *Sonn. Romani*. La faune de Beaumont présente donc tous les caractères d'une zone de passage entre la zone à *Sphaer. Sauzei* et la zone à *Cosm. subfurcatum*, mais les relations paléontologiques avec cette dernière sont moins intimes qu'avec le niveau sous-jacent.

La limite du Bajocien moyen et du Bajocien supérieur est très bien caractérisée par la fréquence, à ce niveau, des *Cœloceras Braikenridgi* et *Blagdeni*, mais la première de ces espèces se rencontre déjà dans la zone à *Sphaer. Sauzei*.

Zone à *Cosmoceras subfurcatum*.

La zone à *Cosmoceras subfurcatum* forme le Bajocien supérieur; elle est souven désignée sous le nom de « zone à *Amm. Parkinsoni* », et c'est sous ce nom qu'elle fut établie par Opper en 1856. Terquem et Jourdy et M. Steinmann l'ont rangée dans le Bathonien, évidemment à tort, car plus des trois quarts des espèces bajociennes de d'Orbigny se trouvent à peu près exclusivement à ce niveau. En effet, l'« oolithe ferrugineuse » de Bayeux correspond toute entière à la zone à *Cosm. subfurcatum*. Opper croyait que la « zone à *Amm. Humphriesianus* » y était également représentée, mais il n'en est rien, car les *Cosmoceras subfurcatum* et *Garanti* et *Parkinsonia Parkinsoni*, qui ne se rencontrent nulle part dans cette zone, font leur apparition dans les parties tout à fait inférieures de l'« oolithe ferrugineuse », à la limite de cette couche et de celle du *Sphaeroceras Sauzei*. La surface supérieure de cette dernière est durcie et corrodée; les couches correspondant à la zone à *Sonninia Romani* (« zone à *Amm. Humphriesianus* » d'Opper) ont donc été enlevées par les flots de la mer qui a déposé l'oolithe ferrugineuse, ou bien elles manquent par absence de sédimentation (communications inédites dues à la bienveillance de M. Munier-Chalmas).

L'oolithe ferrugineuse de Bayeux constitue le meilleur type de la zone à *Cosmoceras subfurcatum*. Elle a fourni jusqu'à présent au moins cinquante espèces

d'ammonites, dont un certain nombre n'ont pas encore été décrites. Il est inutile de citer ici les plus caractéristiques, elles sont connues de tous les paléontologistes. Je me dispenserai également d'énumérer les nombreuses régions, tant françaises qu'étrangères, où la zone qui nous occupe est bien développée. Elle joue un rôle très considérable dans nos chaînes subalpines.

A Norante, à Chaudon, à la Clape, aux Dourbes, elle est représentée par 40 à 50 mètres de calcaires marneux noirs et de marnes grises, dont certains bancs sont très fossilifères. Les ammonites sont tantôt à l'état de moules calcaires souvent bien conservés, tantôt à l'état de moules ferrugineux des tours internes. Les couches supérieures contiennent par millions *Posidonomya alpina*. Les mêmes couches existent, beaucoup moins puissantes, à Barles, à Couloubroux, où elles ont été signalées par Garnier (34, p. 619; 37, p. 19), entre Authon et Saint-Geniez et près de Nibles, où M. Kilian les a étudiées (48, p. 74). J'ai rencontré des calcaires marneux avec *Cosmoceras baculatum*, *Phylloceras viator* et *mediterraneum*, à Bedoin, à Bayons et à Turriers.

Aux environs de Gap, les calcaires disparaissent presque entièrement dans la zone à *Cosmoceras subfurcatum*, les marnes grises schisteuses sont très riches en ammonites ferrugineuses le plus souvent mal conservées. C'est le gisement de Sainte-Marguerite signalé déjà par d'Orbigny¹.

Voici la liste des espèces que j'ai pu déterminer du Bajocien supérieur de la région qui fait l'objet de ce travail :

Belemnites canaliculatus Schloth. = *Bel. acutus* Ziet. Verst. Würt. pl. XXI, fig. 1 (non Blainv.). — Environs de Gap (coll. Jaub.).

Belemnites helveticus May. Journ. de conchyl. 1863. = *pistilliformis* Oost. Céph. Alpes suisses, 1^{re} part., p. 21, pl. II, fig. 9-11. Exemplaires conformes à ceux figurés par Ooster de la chaîne du Stockhorn. — Sainte-Marguerite, la Justice près Gap (coll. Jaub.).

Belemnites Meyrati Oost. Céph. I, p. 18, pl. III. Bel échantillon conforme aux figures d'Ooster. — Lara près Gap (coll. Jaub.).

Belemnites cf. baculoïdes Oost. Céph. I, p. 15, pl. II, fig. 1-6. Échantillons différant des types figurés par Ooster par leur forme beaucoup moins élancée et par le sillon dépassant la moitié de la longueur du rostre. — La Justice près Gap (coll. Jaub.).

Phylloceras Velaini Mun.-Chalm. Échantillons calcaires de taille moyenne, tout à fait identiques avec les moules ferrugineux de la zone sous-jacente. — Chaudon (Sorb., coll. de Gross.).

Phylloceras disputabile Zitt. Dans la zone à *Cosm. subfurcatum*, les échantillons de cette espèce sont surtout conservés à l'état de moules calcaires, ils présentent souvent au moins une partie de la dernière loge, et, dans ce cas, on voit bien que les varices internes sont bien plus larges dans l'adulte que dans le jeune et qu'elles sont accompagnées d'un renflement sur le côté ventral qui n'est pas visible sur les tours internes. — Chaudon, Digne (E. H., Sorb., coll. Garnier, de Grossouvre, Honn., Ecoles des Mines, etc.).

Phylloceras mediterraneum Neum. J'ai décrit l'année dernière (Bull. Soc. géol. 3^e sér. t. XVIII, p. 328, pl. IV) un exemplaire de *Phylloceras* de la série du *Phyll. ultramon-*

¹ Ce gisement se trouve donc à un niveau plus élevé que celui des couches à ammonites ferrugineuses de Beaumont près Digne.

tanum, ayant conservé son péristome et provenant de Chaudon. Je l'ai rapporté au *Phyll. mediterraneum* (Neum. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. t. XXI, p. 340, pl. XVII, fig. 2-5), bien que le type de cette espèce possède des varices internes plus fortement coudées que mon échantillon. Depuis, j'ai recueilli l'espèce en place, à Chaudon, dans la zone à *Cosm. Garanti*, et j'ai pu trouver des exemplaires de toutes tailles qui me permettront de donner, dans un prochain travail, l'évolution individuelle complète de l'espèce et qui ne me laissent plus de doutes sur leur identité spécifique avec le type de Neumayr. Les moules internes ferrugineux du *Phyll. mediterraneum* sont assez communs à la Clape-Bédéjuns, ils ressemblent beaucoup à ceux du *Phyll. Circe* des couches sous-jacentes et ne s'en distinguent guère que par une languette latérale plus nettement accentuée; ils sont parfaitement identiques à deux moules internes calcaires de petite taille, provenant de l'oolithe ferrugineuse de Bayeux, et que je rapporte également au *Phyll. mediterraneum* (Ec. des Mines). — Norante, Chaudon, la Clape (E. H., coll. Garn., de Grossouvre, Pellat, Jaub. Sorb.), Turriers (E. H.), le Puy près Poligny, Hautes-Alpes (coll. D. Martin).

Phylloceras Kudernatschi Hau. v. Neum. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. p. 310. — Chaudon (Sorb., Ec. des Mines), la Clape (coll. Garn.).

Phylloceras viator d'Orb. Pal. franç. pl. 172, fig. 1, 2. Très commun aux environs de Digne, mais généralement en exemplaires écrasés, présentant quelquefois les tours internes transformés en hydroxyde de fer et dépourvus de toute ornementation. — Norante, Chaudon, la Clape, les Dourbes, etc.

Phylloceras Lardyi Oost. Céph. foss. des Alpes Suisses, 4^e partie, p. 71, pl. XIX, fig. 7-9. Gemmellaro, Sopra alc. faune giur... p. 426, pl. XVIII, fig. 1. Curieuse espèce figurée par Ooster. de couches jurassiques indéterminées (probablement bajociennes) de la chaîne du Stockhorn (canton de Berne), et par Gemmellaro, des couches à *Posidonomya alpina* de Sicile. Les deux échantillons de la collection de la Sorbonne ont été trouvés par M. Kilian sur la route de Saint-Geniez à Authon et cités par lui sous le nom de *Phylloceras viator* (48, p. 78). La collection Garnier contient également un exemplaire de Chaudon.

Lytoceras pygmaeum d'Orb. — Très commun, Lara près Gap (coll. Jaub.).

Haploceras n. sp. aff. *oolithicum* d'Orb. Diffère de l'espèce de d'Orbigny par ses tours plus renflés, à section non pas elliptique mais ovale. — 1 exempl., la Clape (coll. Jaub. Sorb.).

Oppelia subradiata Sow. v. Waag. Geogn. paläont. Beitr. t. II, p. 193, pl. XVI, fig. 1-5. — Chaudon (Coll. d'Orb., Garn.), Gap, la Bâtie-Neuve (E. H., coll. D. Martin, Jaub.).

Oppelia [*Strigoceras*] *Truellei* d'Orb. Pal. franç. pl. 117. Quenstedt propose en passant, pour l'*Amm. Truellei*, le nom de *Strigoceras* (Amm. d. Schwäb. Jura, p. 566), qui peut être conservé comme nom de sous-genre. Exemplaires conformes à la variété renflée de l'oolithe ferrugineuse de Normandie. — Chaudon (coll. d'Orb., Garn.).

Ecotraustes genicularis Waag. Geogn. paläont. Beitr. t. II, p. 227, pl. XX, fig. 4. — 1 exempl. ferrugineux du Lara près Gap (coll. Jaub.).

Sonninia n. sp. aff. *Edouardi* d'Orb. Moules internes ferrugineux présentant exactement les mêmes cloisons et le même mode d'enroulement que l'espèce de Bayeux, mais s'en distinguant par des côtes plus espacées et plus accentuées dans l'adulte. — Mairaugues près Digne (Sorb.).

Cosmoceras subfurcatum Ziet. Verst. Würt. p. 10, pl. VII, fig. 6. = *Amm. niortensis* d'Orb. Pal. franç. pl. 121, fig. 7-10. *Amm. bifurcatum* Quenst. (non Ziet.) Amm. d. Schwäb. Jura, pl. 70, fig. 1-6. Opper (Juraf. p. 381) a reconnu l'identité de l'*Amm. niortensis* d'Orb. avec l'*Amm. subfurcatum* Ziet.; ce dernier nom a incontestablement la priorité et doit être préféré à l'autre, plus fréquemment usité en France. — Exem-

1 L'attribution de l'*Amm. Edouardianus* au genre *Sonninia* est tout à fait problématique.

plaires calcaires : Chaudon, Digne (E. H., Sorb., coll. Garn.); exemplaires ferrugineux : la Clape, les Dourbettes, Sainte-Marguerite près Gap (E. H., Sorb., coll. Garn., Honn., Jaub.).

Cosmoceras Garantianum. d'Orb. Pal. franç. pl. 1-3. Quenst. Amm. d. Schwäb. Jura, pl. 71, fig. 1, 2, 7-11, 13-15. *Cosm. Garantianum* est une espèce essentiellement polymorphe; plusieurs de ses variations ont été érigées en espèces propres, mais elles sont reliées entre elles et avec le type par des termes de passage et se rencontrent d'ailleurs toutes au même niveau, voici celles qui ont été dénommées jusqu'à présent : *Cosm. bifurcatum* Ziet., *longoviciense* Steinm., *longidens* Qu. (= *præcursor* May.), *baculatum* Qu. Toutes ces formes, auxquelles on pourrait en ajouter bien d'autres, devront certainement un jour être considérées comme autant de variations d'une même espèce collective. En attendant que ces formes multiples aient été étudiées dans une monographie, nous réserverons le nom de *Cosmoceras Garantianum* au type décrit par d'Orbigny, si fréquent dans l'Ouest de la France et nous considérerons provisoirement ses variations comme autant d'espèces distinctes. Chaudon, la Clape, route de Saint-Geniez à Authon (M. Kilian), Sainte-Marguerite près Gap (E. H., coll. Garn., Honn., Sorb., Jaub. Gren.).

Cosmoceras cf. *bifurcatum* Ziet. Verst. Würt. p. 4, pl. III, fig. 3, non Quenst. Les échantillons de ma région se rapprochent de l'espèce de Zieten par leurs tours embrassants, à section carrée, par leurs côtes presque droites, mais il s'en distinguent parce que ces dernières portent en leur point de bifurcation un fin tubercule et parce que des côtes simples viennent s'intercaler de place en place entre deux côtes bifurquées. — Mairaugues près Digne (Sorb.), Sainte-Marguerite près Gap (coll. Jaub. Gren.).

Cosmoceras baculatum Quenst. Jura p. 402, pl. 72, fig. 1. Amm. d. Schwäb. Jura p. 574, pl. 70, fig. 8-11.

Espèce à tours assez embrassants, renflés, à section environ aussi haute que large, ornée de 20 à 30 côtes droites, régulièrement bifurquées et portant, — sauf dans le voisinage de la bouche, où elles deviennent légèrement flexueuses, à leur point de bifurcation et à l'extrémité des côtes secondaires, un fin tubercule, réuni à celui de la face opposée par une côte à peine indiquée, souvent entièrement effacée par la bande siphonale qui sépare les deux rangs de tubercules externes.

Le moule interne est seul connu, les cloisons n'ont pas encore été étudiées, le péristome, visible sur un échantillon écrasé à côtes plus nombreuses que dans le type, est légèrement flexueux sur les flancs et ne présente aucune trace de languette latérale.

Cosmoceras baculatum se distingue de *Cosm. Garanti* par ses tours plus embrassants et plus renflés, par ses côtes plus espacées et plus droites. D'ailleurs les deux types paraissent être réunis par des formes transitionnelles.

Quenstedt décrit son *Amm. baculatus* de la localité d'Eningen (Wurtemberg), où elle occupe un niveau intermédiaire entre le *Cœloceras Humphriesi* aut. et le *Cosmoceras subfurcatum*. Elle est associée aux *Cœloceras Braikenridgi* et *Blagdeni* et à des ammonites déroulées.

Les collections de l'Ecole des Mines contiennent plusieurs exemplaires identifiables au *Cosmoceras baculatum* et provenant de l'« Oolithe ferrugineuse » de Bayeux, du Château du Loup près Niort, du minerai de fer bajocien de la Voulte (Ardèche), du Taubenloch et du Ruffgraben, dans les chaînes subalpines du canton de Berne.

Dans tous ces points, l'espèce semble se rencontrer uniquement dans la zone à *Cosmoceras subfurcatum*, c'est aussi le niveau qu'elle occupe dans la région que j'ai étudiée. Elle est très fréquente à Chaudon, où elle a été recueillie en beaux exemplaires, à la Clape, à Beaumont près Digne (Sorb., Ec. des Mines, coll. Garn., etc.). Je l'ai rencontrée à Bayons.

Patoceras Orbignyanum Baugier et Sauzé sp. Il est tout à fait inadmissible de désigner les ammonites déroulées des terrains jurassiques sous des noms tels qu'*Ancyloceras*, *Toxoceras*, *Helicoceras*, créés pour des formes crétaées; l'on ne saurait davantage employer le nom de *Neumayria* proposé par R. Hœrnes et déjà employé par Bayle

et Nikitin; je me sers donc ici du nom de *Patoceras* créé par Meek pour l'*Helicoceras Teilleuwi* (Rep. of the U. S. geol. Surv. of the territories, vol. IX, p. 485). — Chaudon, la Clape, les Dourbettes, Gap (coll. Garn., Honn., Jaub.).

Patoceras bispinatum Baugier et Sauzé sp. — Chaudon (coll. Garn.).

Cœloceras plicatissimum Quenst. (*Amm. Humphriesanus plicatissimus*) Ammon. d. Schwab. Jura, p. 532, pl. 65, fig. 16. Je me sers de ce nom pour désigner une espèce voisine du *Cœloceras Humphriesi* d'Orb. non Sow. et s'en distinguant par des côtes beaucoup plus serrées et par un enroulement moins rapide. Ce dernier caractère permet de la distinguer du *Cœloceras Daubenyi* Gemm. sp. (Sopra alc. faune giur. . . . p. 141, pl. XIX, fig. 1-5, XX, fig. 1 — cette espèce se rencontre également dans l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux), qui s'en rapproche beaucoup par l'ornementation, mais présente la forme des tours du *Cœl. Deslongchampsii* Defr. — Chaudon (coll. d'Orb.), Lara près Gap (coll. Jaub.).

Cœloceras Blagdeni Sow. — Chaudon (E. H.).

Cœloceras linguiferum d'Orb. — Norante (Sorb.), Clamensanne (E. H.).

Sphaeroceras Gervillei Sow. (non d'Orb.). Les échantillons des Alpes sont tout à fait identiques à ceux figurés par Bayle (Explic. carte géol. t. IV, pl. LIII, fig. 6, 7) de l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux. — Chaudon (E. H.), Digne (Sorb.), Gap (coll. Jaub. Gren.).

Parkinsonia Parkinsoni Sow. v. Schlippe, Fauna d. Bath. Abh. z. geol. Specialk. v. Els.-Lothr. Vol. IV, livr. 4, p. 207. Cette espèce, qui, dans certaines régions, comme en Alsace, monte jusque dans les couches les plus élevées du Bathonien, paraît confinée, dans nos chaînes subalpines, au Bajocien supérieur, où elle est très abondante, tant à l'état calcaire qu'à l'état ferrugineux. — Norante, Chaudon, la Clape, Digne, Archail, Gap (E. H., coll. Garn., Jaub., Sorb., Ec. des Mines, etc.).

Parkinsonia ferruginea Opp. v. Schlippe, loc. cit., p. 211, pl. VI, fig. 2, 3 (non Schloënb.). La synonymie de cette espèce a été bien fixée par M. Schlippe; on doit y faire rentrer encore le *Cosmoceras ditomoplocum* Gemm. Sopra alc. faune giur. pl. XIX, fig. 8, pl. XX, fig. 4, espèce basée sur un fragment, et qui, par ses côtes nombreuses et fortement portées en avant, et par ses tours plus embrassants que dans *Park. Parkinsoni*, est entièrement identique aux types d'Alsace et de Normandie que j'ai eus sous les yeux. *Park. ferruginea* se rencontre à Bayeux dans l'Oolithe ferrugineuse (zone à *Cosm. subfurcatum*); en Souabe et dans la vallée du Rhin, elle caractérise le Bathonien inférieur (zone à *Opp. fusca*); en Sicile, Gemmellaro la signale des couches à *Posidonomya alpina*. — Chaudon (Ec. des Mines, Sorb.).

Parkinsonia Caumonti d'Orb. Pal. franç. pl. 138, fig. 3, 4. Cette intéressante espèce n'est encore connue que par la figure assez inexacte de d'Orbigny; je pense en figurer dans un prochain travail des échantillons de Bayeux de diverses tailles. Ce n'est que par la comparaison avec les matériaux de Normandie que j'ai pu déterminer d'une manière certaine les échantillons des environs de Digne et de Gap, qui sont plus grands que celui figuré par d'Orbigny et sont assez mal conservés. — Chaudon (coll. Garn.), Gap (coll. Jaub., D. Martin).

Perisphinctes Martiusi d'Orb. Pal. franç. pl. 125. Exemplaires identiques au type de d'Orbigny, provenant du « Fullers » de Port-en-Bessin. — Chaudon (E. H., coll. d'Orb., coll. Garn.).

Perisphinctes Lucretius d'Orb. Prodr. I, p. 262. Cette espèce est connue uniquement par la diagnose suivante: « Espèce petite à tours carrés à découvert, ornés de côtes simples qui partent de l'intérieur et se terminent en dehors en une pointe, d'où partent deux côtes qui passent sur le dos où elles forment des zigzags réguliers. France, Bayeux. » Je n'ai pu retrouver le type de l'*Amm. Lucretius* dans la collection d'Orbigny, mais certains échantillons de l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux y répondent bien et j'ai trouvé dans la collection Jaubert (Fac. des Sc. Grenoble) des échantillons très mal conservés, calcaires ou ferrugineux, portant cette détermination. Ils me paraissent pouvoir être identifiés avec ceux de Bayeux et proviennent du même niveau, c'est-à-

dire des marnes à ammonites ferrugineuses de la zone à *Cosm. subfurcatum* des environs immédiats de Gap.

Reineckeia n. sp. = *Stephanoceras*? nov. sp. Gemm. Sopra alc. faune giur. p. 147, pl. XIX, fig. 2 des couches à *Posid. alpina* de la province de Palerme. Exemplaires insuffisamment conservés pour l'établissement d'une espèce nouvelle, mais tout à fait semblables à la forme figurée par Gemmellaro. — Chaudon (Sorb.), Lara près Gap (coll. Jaub. Gren.).

La faune des couches à *Cosmoceras subfurcatum* des Basses et des Hautes-Alpes offre un intérêt tout particulier à cause des relations intimes qu'elle possède avec celle de l'Oolithe ferrugineuse de Normandie. Si l'on fait abstraction des *Phylloceras*, toutes les espèces qui la constituent se retrouvent dans ce dépôt, à l'exception de *Sominia* n. sp., qui y est représentée par une forme représentative, *Sominia Edouardi* d'Orb. Parmi les *Phylloceras*, le *Phyll. mediterraneum* se retrouve en exemplaires identiques, rarissimes il est vrai, en Normandie; le *Phyll. disputabile* est remplacé par une forme très voisine, *Phyll. heterophylloides* Opp.; quant aux trois autres espèces elles sont propres aux régions méditerranéennes.

Les relations de la faune à *Cosm. subfurcatum* avec la faune sous-jacente à *Sonn. Romani* sont très peu considérables, les genres *Cosmoceras*, *Parkinsonia* et peut-être *Perisphinctes* faisant leur première apparition ici, tandis que les espèces des genres *Cœloceras*, *Stephanoceras* et *Sphaeroceras* sont très voisines des formes du Bajocien moyen. Si l'on fait abstraction des *Phylloceras* et des *Lyto-ceras*, qui jouissent d'une extension verticale assez considérable, je ne connais que *Cœl. Blagdeni* qui passe de la zone à *Sonn. Romani* dans la zone à *Cosm. subfurcatum*. En revanche, plusieurs espèces passent de cette dernière dans le Bathonien inférieur; ce sont, en laissant toujours de côté les *Phylloceras*: *Oppelia Truellei*, *Cœloceras linguiferum*, *Parkinsonia Parkinsoni*, *ferruginea* et *Perisphinctes Martiusi*.

Zone à *Oppelia fusca*.

Dans le bassin de Paris, le Bajocien supérieur est souvent relié au Bathonien inférieur par des couches de passage contenant un mélange d'espèces des deux zones. Telles sont par exemple l'« oolithe blanche » de Normandie, dont la partie supérieure est certainement bathonienne, et l'oolithe de Vandenesse, dans la Nièvre, qui contient, associées aux espèces les plus caractéristiques de la zone à *Cosmoceras subfurcatum*, des espèces habituellement bathoniennes, comme *Morphoceras polymorphum*, *Perisphinctes zigzag* et *Oppelia fusca*¹. Dans nos chaînes subalpines, le passage du Bajocien au Bathonien se fait également d'une manière insensible. A Gap l'on voit, au-dessus des couches proprement dites à

¹ De Grossouvre, Note sur l'Oolithe inférieure du bord méridional du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol.* 3^e sér., t. XIII, p. 369.

19 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

Cosmoceras subfurcatum, des marnes schisteuses de même nature, dans lesquelles *Cosmoceras Garanti* et *Parkinsonia Parkinsoni* deviennent très abondants, et qui contiennent déjà *Morphoceras polymorphum*. Aux environs de Digne, les couches de passage sont représentées malheureusement par 20 à 30 mètres de marnes schisteuses avec bancs calcaires intercalés, très peu fossilifères ou ne contenant que des *Posidonomya alpina*. Les couches à *Cosmoceras subfurcatum* des Dourbes, de Chaudon et de Norante ne m'ont fourni aucune espèce bathonienne; par contre, ainsi que nous allons le voir, un certain nombre d'espèces bajociennes se rencontrent encore dans le Bajocien inférieur.

Les deux zones à céphalopodes, qui constituent le Bathonien, ont été distinguées par Oppel¹, qui les a très bien séparées dans la coupe du ravin de Crus-sol; mais c'est Waagen qui a donné le premier leurs caractères paléontologiques, surtout ceux de la zone inférieure, qu'il a désignée sous le nom de zone à *Oppelia fusca*,² que nous lui conserverons. Les espèces les plus caractéristiques de cette zone sont les suivantes: *Oppelia fusca* Waag., *Perisphinctes zigzag* d'Orb., *Parkinsonia neuffensis* Opp. (= *Amm. ferrugineus* aut. non Opp.), *Morphoceras polymorphum* d'Orb., *sulcatum* Hehl. La zone à *Oppelia fusca* est très bien développée dans le Calvados (« Fullers » de Port-en-Bessin), dans les Deux-Sèvres, dans la Nièvre, dans l'Ardèche, dans le Brunswick, etc. Elle est admirablement représentée aux environs de Digne, où les travaux de Jaubert (20), d'Hébert (21) et de Garnier (34) l'ont depuis longtemps fait connaître.

Aux Dourbes, à la Clape et à Chaudon, les couches qui nous occupent sont constituées par une cinquantaine de mètres de schistes noirs et de calcaires marneux noirs en bancs noduleux, renfermant des fossiles très bien conservés, abondants surtout dans le haut de la série. Pour les détails, je renvoie le lecteur aux coupes de Garnier de Feston aux Dourbes (34, p. 643) et de Chaudon (34, p. 652). J'ai surtout recueilli des fossiles en grand nombre dans le ravin du Bas-Auran près de Norante, que j'ai visité en compagnie de MM. Bachelard de Digne et Guérin de Norante. Cette localité est peu favorable à l'étude de la succession des couches, mais les fossiles y abondent et peuvent être recueillis, en place, sur la surface des bancs, qui présentent sensiblement l'inclinaison du talus de gauche du ravin. Les espèces les plus abondantes sont *Lytoceras tripartitum*, *Phylloceras disputabile*, *Parkinsonia neuffensis* Opp., *Perisphinctes procerus* Seeb., etc. Ces mêmes espèces ont été retrouvées en plusieurs points au nord de Digne. Garnier signale les couches à *Lytoceras tripartitum* des bords de la Bléone, entre la Javie et Blégiers (37, p. 17), dans le ravin des Fraches près de Barles (34, p. 648); M. Kilian les a rencontrées près d'Authon et elles existent certainement aussi près de Clamensanne, d'où l'on m'a remis des exemplaires de *Parkinsonia*

¹ Oppel, Geognostische Studien in dem Ardèche Département, *Paleont. Mitth.* I, p. 309.

² Waagen, Die Formenreihe des Ammonites subradiatus, *Geogn. paläontol. Beiträge* v. Be-necke, t. II, 2, 1869, p. 205. Le nom de zone à *Amm. ferrugineus* donné par Schloenbach à cette zone ne peut être adopté, car la vraie *Park. ferruginea* Opp. se rencontre également dans le Bajocien supérieur et dans le Bathonien supérieur et diffère complètement de l'espèce que Schloenbach désignait sous ce nom.

neuffensis; enfin, à Bayons j'ai retrouvé, au-dessus des couches à *Cosm. Garanti*, des schistes avec bancs de calcaires noduleux tout à fait semblables à ceux des environs de Digne, mais les fossiles paraissent y être excessivement rares. Dans toute la région située entre Gap et la Durance, je n'ai jamais trouvé de fossiles caractéristiques de la zone à *Oppelia fusca*.

Voici la liste des espèces que j'ai pu déterminer de cette zone, dans la région qui nous occupe :

Phylloceras disputabile Zitt. Beaux exemplaires munis de leur dernière loge, identiques à ceux du Bajocien. — Norante, (E. H., Sorb., coll. Garn., etc.).

Phylloceras Kudernatschi Hau. — Chaudon, Norante, les Dourbes (coll. Garn.).

Phylloceras Kunthi Neum. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. t. XXI, p. 312, pl. XIII, fig. 1. Moules internes calcaires présentant en surmontage les stricts du test. — Norante, Chaudon, (E. H., Sorb., coll. Garn., Pellat).

Phylloceras subobtusum Kud. *Amm. v. Swinitza*, p. 9, pl. II, fig. 1-3. Espèce à flancs très aplatis, à ombilic étroit, en forme d'entonnoir, limité vers les flancs par une carène obtuse; côtes sur la partie externe arrondie. — Chaudon (Ec. des Mines), Norante, (coll. Pellat).

Lytoceras adeloides Kud. *Amm. v. Swinitza*, p. 9, pl. II, fig. 14-16. Beaux moules internes calcaires. — Norante, (Sorb., coll. Pellat).

Lytoceras tripartitum Rasp. d'Orb. *Pal. franç.* p. 496, pl. 197, fig. 1-4. Moules internes calcaires admirablement conservés, présentant quelquefois encore le péristome. Les types figurés par d'Orbigny proviennent des Basses-Alpes; cet auteur mettait l'espèce dans le Callovien. — Norante, Chaudon, Digne (E. H., Sorb., Ec. des Mines, coll. d'Orb., musée de Digne, coll. Garn., Pellat, etc.).

Haploceras psilodiscus Schlönb. *Paläontogr.* t. XIII, p. 177, pl. XXVIII, fig. 6. = *Amm. Erato* Kud. (non d'Orb.) *Swinitza*, pl. II, fig. 4-8. Espèce caractéristique de la zone à *Opp. fusca*. — Norante (E. H.).

Oppelia fusca Quenst. Waag. *Geogn. paläont. Beitr.* II, p. 199, pl. XVI, fig. 6, 7, pl. XVII, fig. 4-5. — Norante (coll. Pellat).

Oppelia aspidoides Opp. Waag. *Geogn. paläont. Beitr.* II, p. 206, pl. XVIII, fig. 1-5, pl. XX, fig. 9. — Norante, (coll. Pellat).

Oppelia subdiscus d'Orb. *Pal. franç.* p. 421, pl. 146. — Norante, Chaudon (coll. Pellat, Garn.).

Oppelia [Strigoceras] Truelleri d'Orb. Echantillons identiques à ceux du Bajocien supérieur. — Chaudon, (Sorb., coll. Garn.).

Æcotcaustes subfuscus Waag. *Geogn. paläont. Beitr.* II, p. 229, pl. XX, fig. 6. — Norante, (coll. Pellat).

Cœloceras cf. rectelobatum Hau. *Paläontologische Notizen, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. math-naturw. Cl. t. XXIV*, p. 156, pl. I, fig. 5, pl. II, fig. 10. Les échantillons des Basses-Alpes diffèrent de celui que figure Hauer par des côtes primaires droites et radiales, et non pas infléchies en arrière. — Norante (E. H., coll. Pellat).

Parkinsonia Parkinsoni Sow. Echantillons identiques à ceux du Bajocien. — Norante, Chaudon, (Sorb., coll. Pellat).

Parkinsonia neuffensis Opp. v. Schlippe, *Fauna d. Bath. Abh. z. geol. Specialk. v. Els-Lothr.* t. IV, liv. 4, p. 214, pl. V, fig. 1 (non Bayle). Cette espèce, fort bien figurée par Schloenbach et par Schlippe, est en général assez caractéristique de la zone à *Oppelia fusca*, bien qu'elle monte quelquefois dans le Bathonien supérieur. Elle est très commune dans le Bathonien inférieur des Basses-Alpes et se trouve surtout en beaux exemplaires à Norante. — Norante, Chaudon, Digne, Clamensanne, Seyne (coll. Garn., Pellat, Sorb., coll. d'Orb., Ec. des Mines, musée de Digne, E. H.).

Perisphinctes Martiusi d'Orb. Echantillons identiques à ceux du Bathonien inférieur de Port-en-Bessin. — Chaudon, Norante, (Sorb., coll. Garn.).

Perisphinctes procerus Schlönb. (? Seeb.) Palæontogr. t. XIII, p. 184, pl. XXX, fig. 1, pl. XXXI, fig. 5. Exemplaires ne différant de la figure de Schlönbach que par des tours un peu moins embrassants, mais identiques quant à l'ornementation et aux cloisons. — Chaudon (Sorb.).

Perisphinctes quercinus Terq. Jourdy, Mém. Soc. Géol. 2^e sér., t. IX, 1, p. 44, pl. I fig. 10-13. Diffère de l'espèce précédente par ses tours plus embrassants, tombant à pic sur l'ombilic, par ses côtes plus serrées, fortement projetées en avant et irrégulièrement bifurquées. — Norante, Chaudon, (E. H., Sorb.).

Perisphinctes cf. *arbustigerus* d'Orb. Pal. franç. Céph. jur. pl. 143. Je réunis provisoirement à l'espèce de d'Orbigny, qui paraît d'ailleurs mal figurée, l'espèce la plus commune de Norante et de Chaudon, dont les différentes variétés à ombilic plus ou moins étroit méritent d'être figurées et étudiées en détail. — Norante, Chaudon, (E. H., Sorb., musée de Digne, etc.).

Perisphinctes n. sp. L'espèce la plus commune dans le « Fullers » de Port-en-Bessin paraît différer des trois précédentes et devra être figurée sous un nom nouveau. J'ai sous les yeux un échantillon tout-à fait identique de Chaudon, (Sorb.).

Perisphinctes zigzag d'Orb. Pal. franç. Terr. jurass. Céph. pl. 129, fig. 9-11. — Norante (coll. Pellat).

Morphoceras polymorphum d'Orb. Pal. franç. Terr. jurass. Céph. p. 379, pl. 124, fig. 1-4, non 5-6. Beaux exemplaires. — Norante, Chaudon, la Clape, (E. H., Sorb., Ec. des Mines, coll. Garn., Pellat).

Morphoceras sulcatum Hell. in Ziet. v. Schlönb. Palæontogr. t. XIII, p. 176, pl. XXVIII, fig. 5. Espèce commune au Bajocien supérieur (Bayeux) et au Bathonien inférieur. — Norante (Coll. Garn., Pellat).

La grande majorité de ces espèces se trouve également dans la faune de la zone à *Oppelia fusca* des environs de Castellane (la Beaume, l'Emigra, la Jaby, les Blaches, la Palud, etc.). Leur mode de conservation est identiquement le même qu'à Chaudon et à Norante, et la zone conserve d'ailleurs ses caractères dans toute la Provence. Voici quelques espèces des environs de Castellane dont on peut ajouter les noms à la liste ci-dessus :

Phylloceras cf. *Zignodi* d'Orb.

Parkinsonia württembergica Opp.

» *Schlönbachi* Schlippe.

Perisphinctes furcula Neum.

» cf. *eurypytychus* Neum.

Morphoceras n. sp.

Pachyceras sp.

La faune de la zone à *Oppelia fusca* des Basses-Alpes est une des plus riches que l'on connaisse ; la plupart des espèces du Bathonien inférieur d'autres régions s'y retrouvent. Je ne connais pas de localité dans le bassin méditerranéen, où elle soit aussi bien caractérisée et où elle puisse être aussi facilement séparée des faunes qui l'ont précédée et qui l'ont suivie ; car le plus souvent, dans les Alpes, on réunit sous, le nom de couches de Klaus, un ensemble de couches s'étendant du Bajocien supérieur au Callovien inclusivement.

C'est ainsi, par exemple, que la faune des couches de Klaus de Waidhofen an der Ybbs (Basse-Autriche), étudiée récemment par M. Jüssen¹, contient, à côté d'espèces des plus caractéristiques du Bathonien inférieur, telles qu'*Oppelia fusca*, *Haploceras psilodiscus*, *Sphaeroceras Ymir*, des espèces du Bathonien supérieur et même du Callovien, comme *Cosmoceras contrarium* et *Perisphinctes mosquensis*.

Les couches à *Posidonomya alpina* de la province de Palerme, étudiées par M. Gemmellaro (*loc. cit.*), présentent certainement des affinités paléontologiques avec la zone à *Oppelia fusca* des Basses-Alpes ; mais, d'autre part, plusieurs espèces bajociennes s'y rencontrent, comme *Parkinsonia ferruginea* (« *Cosmoceras* » ditonoplocum Gemm.), *Cæloceras Daubenyi*, *Reineckeia* n. sp., de sorte que, en Sicile, comme dans les Alpes, les « couches de Klaus » correspondent à plus d'une zone paléontologique.

Les espèces suivantes du Bathonien inférieur des Basses-Alpes se rencontrent déjà dans le Bajocien supérieur, soit dans la région, soit ailleurs : *Phylloceras disputabile*, *Kudernatschi*, *Oppelia Truellei*, *Parkinsonia Parkinsoni*, *Perisphinctes Martiusi*, *zigzag*, *Morphoceras sulcatum*. D'autre part, *Oppelia aspidoides*, *Parkinsonia neuffensis*, *Perisphinctes procerus*, *quercinus* sont des espèces qui montent dans le Bathonien supérieur, soit qu'elles s'y rencontrent accidentellement, soit qu'elles y aient leur niveau principal. Aucune de ces espèces n'a été trouvée encore dans le Bathonien supérieur de Chaudon ou des environs d'Aix.

Zone à *Oppelia aspidoides*.

Dans le bassin anglo-parisien la zone à *Oppelia fusca* (« Fullers ») est séparée de la zone à *Oppelia aspidoides* (« Cornbrash ») par une puissante masse de calcaires oolithiques dépourvus d'ammonites caractéristiques, — la « Grande oolithe » proprement dite, — que l'on désigne souvent sous le nom de Bathonien moyen, mais qui ne constitue en réalité qu'un accident subcoralligène local venant s'intercaler entre les deux niveaux à céphalopodes. Dans le Nord de l'Allemagne, dans la Souabe, dans l'Argovie orientale et dans la région méditerranéenne, les deux zones se trouvent en contact immédiat, sans qu'il soit possible d'admettre une lacune entre les deux. En Souabe, elles sont réduites à une masse de marnes et de calcaires oolithiques de 3 à 4 mètres d'épaisseur².

La zone à *Oppelia aspidoides* a été très bien caractérisée par Oppel³ ; M. Schlippe⁴, dans la vallée du Rhin, et M. de Grossouvre⁵, dans le bassin de

¹ G. Jüssen, Beiträge zur Kenntniss der Klausschichten in den Nordalpen. *Jahrb. d. h. h. geol. Reichsanst.*, 1890, p. 381.

² Oppel, Die Juraformation, p. 344.

³ Oppel, Palæontologische Mittheilungen, t. I, p. 148.

⁴ O. Schlippe, die Fauna des Bathonien im Oberrheinischen Tieflande. *Abhandl. z. geol. Specialk. v. Els.-Lothr.* t. IV, n° 4.

⁵ De Grossouvre, Etudes sur l'étage bathonien, *Bull. Soc. géol.*, 3^e série, t. XVI, p. 366-401.

Paris, ont étudié ses céphalopodes. Dans la région méditerranéenne, la faune du Bathonien supérieur est beaucoup moins bien connue, et la seule localité de cette région, pour laquelle on ait donné une liste de fossiles du niveau qui nous occupe est celle de Saint-Marc près Aix (Bouches-du-Rhône).

Voici, d'après les travaux de MM. Collot (*loc. cit.*, p. 66) et de Grossouvre, les ammonites qui ont été trouvées à cette localité :

- Phylloceras Chantrei*, Mun.-Ch. in Collot, Aix, p. 66.
 « *biarcuatum* Mun.-Ch. in Collot, Aix, p. 66.
Cosmoceras Julii d'Orb.
 « *contrarium* d'Orb.
Harpoceras (?) *retrocostatum* Gross. l. c. p. 374, pl. III, fig. 8, 9.
 « cf. *lumula* Rein. Collot, Aix, p. 58.
Spharoceras sp. (*Amm.* cf. *linguiferus* Collot, p. 66).

Les *Cosmoceras Julii* et *contrarium* sont essentiellement caractéristiques du Bathonien supérieur ; ils se rencontrent dans les Deux-Sèvres, dans la Sarthe, dans la Nièvre, en Argovie.

L'*Amm. retrocostatus* occupe également d'une manière constante le même niveau, M. Schlippe l'a décrite du Cornbrash de Vögisheim (Bade), sous le nom de *Harpoceras subpunctatum* (*loc. cit.*, p. 496, pl. V, fig. 3). Il ne peut donc y avoir aucun doute sur la position des couches à ammonites ferrugineuses de Saint-Marc près Aix : elles appartiennent à la zone à *Oppelia aspidoides*.

Aux environs de Digne, et en particulier à Archail, aux Dourbes, à Bédéjuns et à Chaudon, le Bathonien supérieur est représenté par 100 à 150 mètres de schistes marneux noirs remplis de *Posidonomya alpina*, et contenant, à la base seulement, une faunule d'ammonites ferrugineuses, appartenant aux mêmes espèces que celles de la faune de Saint-Marc. Cette faunule n'est encore connue qu'à Chaudon. M. de Grossouvre a bien voulu me remettre une série de petites ammonites de cette localité, dont voici la liste :

- Phylloceras Chantrei* Mun.-Ch.
 » *biarcuatum* Mun.-Ch.
 » n. sp.
Cosmoceras Julii d'Orb.
 » *contrarium* d'Orb.
Harpoceras (?) *retrocostatum* Gross.
 » cf. *lumula* Rein.

On voit que la faune est exactement la même que celle des environs d'Aix. Garnier avait donc raison de ranger dans le Bathonien supérieur la puissante série de schistes noirs à posidonomyes, comprise entre les couches à *A. tripartitus* et les couches à *A. macrocephalus*, dont j'aurai à parler dans le chapitre suivant.

Au N.O. de Digne, aux environs de Saint-Geniez, M. Kilian a trouvé encore des indices de la faunule d'ammonites ferrugineuses de Chaudon. Dans les

schistes noirs qui terminent le Bathonien sur le chemin des Traverses, je n'ai trouvé que des ammonites indéterminables et *Posidonomya Dalmasi* Dum.

A Archail et à Drafx, au N. de Digne, le Bathonien supérieur contient *Park. Parkinsoni* mal conservé et *Posidonomya alpina*, mais déjà en moins grand nombre qu'aux environs de Digne ; si maintenant l'on se dirige vers la Javie, on ne retrouve plus ce fossile, et en même temps les schistes bathoniens deviennent moins argileux et présentent souvent par pression des plans de clivage différents du plan de stratification. La bande de schistes peut être suivie sans interruption jusqu'au delà de Seyne ; je n'y ai jamais trouvé la moindre trace de fossiles. Au pied du col du Labouret, une vaste lentille de gypse s'y trouve intercalée.

Aux environs de Gap, il ne m'a pas encore été possible de rencontrer des couches que je puisse rapporter avec certitude au Bathonien, mais cette lacune s'explique par le fait que c'est précisément dans les schistes de cet étage qu'est creusée l'ancienne dépression préglaciaire, qui servait autrefois de lit à la Durance et qui est occupée maintenant par les alluvions de cours d'eau de moindre importance, cachant les affleurements bathoniens. La ville de Gap elle-même paraît être située sur le Bathonien, car le coteau de Puymaur, au N. O., présente à sa base des couches à *Macrocephalites macrocephalus*, tandis que celui de Saint-Mens, au S. E., est formé sur son flanc N. O. par du Bajocien supérieur.

Gypse du Labouret. — Les schistes bathoniens du col du Labouret présentent un accident singulier, c'est l'intercalation, dans leur masse, d'une grande lentille de gypse (fig. 6).

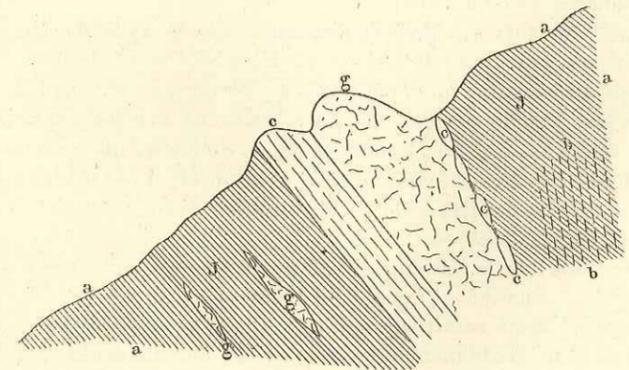


Fig. 6.

Gypse bathonien du Labouret.

J. Schistes noirs bathoniens. — g. Gypse. — c. Cargneule. — aa. Stratification. — bb. Schistosité transversale.

Dès 1834 Pareto (4, p. 187) la signalait dans les termes suivants : « On voit

cependant aussi du gypse au milieu des marnes du Lias, comme à la montée du Labouret, où il est évidemment dans une position supérieure à celle qu'il a dans les environs de Digne. » M. Goret (45, p. 546) fut le premier qui rangea dans le Jurassique moyen les schistes du Labouret, et cette détermination ne laisse aucun doute, si l'on suit pas à pas le Bathonien depuis la Javie, où il contient encore *Posidonomya alpina*. La coupe pl. II, fig. 2 du Blayeuil à Mariaud montre la disposition générale des couches jurassiques aux abords du col du Labouret. Toutes les assises plongent très régulièrement vers l'est sous un angle d'environ 30° et il est difficile d'admettre en ce point la moindre dislocation, toutefois les schistes présentent très généralement une schistosité transversale, souvent plus accusée que les plans de stratification.

Deux ravins, qui débouchent au pied méridional du col, ont profondément entamé les couches bathoniennes et permettent d'étudier la disposition de la lentille de gypse. En remontant le torrent de la Gypière, l'on rencontre d'abord deux petites intercalations gypseuses au milieu des schistes noirs, puis vient un banc de cargneule plongeant dans le même sens que les schistes et supportant immédiatement la grande masse de gypse. Celle-ci présente l'aspect d'un véritable dyke, faisant saillie et contrastant par sa blancheur éclatante avec le fond noir du terrain environnant. La couche de gypse atteint au maximum de 8 à 10 mètres de puissance; elle est recouverte par un toit de cargneules formant une couche discontinue, d'épaisseur variable.

Sur le prolongement de la couche inférieure de cargneules se voient, dans le ravin du Labouret, des tufs calcaires, évidemment de formation récente. Plus haut et coupant la route de Digne à Seyne, affleure, parallèlement à la direction de la masse gypseuse, une couche de limonite qui se continue sur le monticule dominant l'auberge du pied de col.

La présence des tufs calcaires et des amas d'hydroxyde de fer donne à penser que la masse de gypse du Labouret est probablement de formation secondaire et qu'elle constitue un dépôt régénéré, formé au détriment de masses situées à une plus grande profondeur. La présence de diaclases suffirait pour expliquer la venue des matières minérales en dissolution, qui se seraient déposées à la limite de couches imperméables et perméables, de manière à injecter pour ainsi dire les schistes. On peut se rendre compte ainsi de la forme lenticulaire de l'amas de gypse.

Mais une seconde interprétation pourrait être mise en avant, et l'on pourrait admettre que la formation du gypse est contemporaine de celle des schistes bathoniens: son origine serait lagunaire et analogue à celle des gypses du Trias. Le faciès du Bathonien des environs de Barcelonnette parlerait en faveur de cette manière de voir. Il est probable qu'une étude approfondie des gypses de la Lauze, près des Thuiles, et d'Uvernet, dans la vallée de l'Ubaye, que M. Goret considère également comme appartenant au Jurassique moyen, permettra de trancher cette question difficile. Dans ces deux localités, le gypse se présenterait, d'après M. Goret, en lits minces, séparés par des argiles noires, vertes ou jaunâtres. Son origine lagunaire ne ferait donc ici aucun doute.

Nous verrons plus loin que le Callovien présente, dans nos chaînes subalpines, des traces indubitables d'un régime lagunaire; il n'y aurait rien d'impossible à ce que ce régime se soit établi avant la fin de l'époque bathonienne.

Extension du Bajocien et du Bathonien sur le versant français des Alpes occidentales.

Provence. — Si l'on étudie le Bajocien et le Bathonien au sud de la région qui fait plus particulièrement l'objet de ce travail, l'on constate que ces deux étages subissent des modifications considérables lorsque l'on s'approche du massif ancien des Maures et de l'Estérel. A Castellane, à Septèmes et aux environs d'Aix, le Jurassique moyen présente des caractères sensiblement identiques à ceux qu'il possède aux environs de Digne, tandis qu'aux environs de Marseille et dans le département du Var, il affecte un faciès particulier que l'on peut désigner, par opposition au *faciès subalpin* des environs de Digne, sous le nom de *faciès provençal*. Les limites de ce faciès ne s'étendent pas aussi loin vers le N. E. que celles du faciès provençal du Lias, mais elles coïncident à peu de chose près avec celles de la région dans laquelle on constate l'absence du Lias inférieur et le faible développement du Lias supérieur. En effet, dans les environs de Chabrières et de Chasteuil, où le Lias inférieur fait défaut, le Bajocien présente le même faciès que dans le Var.

Dans les environs d'Aix, le Bajocien est constitué, d'après les travaux de M. Collot (l. c. p. 21), par une alternance de bancs calcaires et de schistes marneux à *Cancellophycus*; le faciès à céphalopodes règne du haut en bas de la série, et toutes les zones de l'étage paraissent être fossilifères. A Saint-Julien et à la Palud près Castellane, le développement du Bajocien est exactement le même; c'est surtout la zone supérieure qui est bien représentée. Mais déjà aux Blaches, à la Jaby et à Chasteuil, l'étage est réduit, d'après Garnier (34, p. 733), à une masse de calcaires gris, très durs, avec fragment de limes et de peignes. Ces mêmes calcaires contiennent à Chabrières *Plagiostoma Hersilia* (= *Lima heteromorpha*). C'est le premier indice d'une assise qui joue un rôle considérable dans la Basse-Provence, la « zone à *Lima heteromorpha* » de Dieulafait, équivalent exact, comme âge et comme faciès, de la « mâlière » de Normandie, c'est-à-dire des zones à *Harp. Murchisonæ* et à *Harp. concavum*. A côté de nombreux brachiopodes, de lamellibranches et d'échinides on y trouve quelques ammonites, entre autres *Harp. Murchisonæ* Sow. et *Tnetoceras scissum* (Ben.) Buckm. (à Solliès-Toucas). Au-dessus vient une mince couche de calcaire à oolithes ferrugineuses, appartenant à la zone à *Sphær. Sauzei* et bien développée surtout aux environs de Toulon (Zurcher-Douvillé). Contrairement à ce qui a lieu dans la région subalpine, le Bajocien moyen de la Basse-Provence contient de nombreux lamellibranches et des brachiopodes. Le Bajocien supérieur est représenté dans toute la région par une masse puissante de calcaires et de

marnes contenant rarement des fossiles autres que *Pecten Silenus*. Ce n'est qu'aux environs de Bandol, que la partie supérieure de l'étage prend des caractères littoraux; on y rencontre des gastéropodes, des lamellibranches, des brachiopodes, associés à une faune de petites ammonites, et, au sommet, un banc à polypiers et à bryozoaires (Gourret, l. c. p. 53).

Le Bathonien inférieur est peut-être, de tous les niveaux jurassiques, celui qui présente la plus grande uniformité lithologique et paléontologique; il est toujours à l'état de calcaire marneux à ammonites identique à celui des environs de Digne et de Norante, et caractérisé comme lui par la fréquence des espèces suivantes : *Lytoceras tripartitum* Rasp., *Morphoceras polymorphum* d'Orb., *Oppelia fusca* Qu., *Parkinsonia neußensis* Opp., *Perisphinctes procerus* Seeb., etc. Il est d'autant plus remarquable de constater la présence, à la limite du Bathonien inférieur et du Bathonien supérieur, d'une intercalation de calcaires à nérinées, à bivalves et à brachiopodes, tout à fait analogue à la Grande Oolithe du bassin de Paris. « Ce faciès s'étend au nord jusqu'à la vallée de l'Estéron et jusqu'à Rians, puis sa limite redescend brusquement vers le sud et il ne dépasse guère vers l'ouest la ligne de Rians à Bandol. » (Marcel Bertrand, 54, p. 113). A Chasteuil et à Chabrières, l'on ne voit cette fois-ci pas la moindre trace de faciès littoral, et tout le Bathonien est représenté, dans ces points, comme à la Palud, aux Blaches, à la Jaby, près Castellane, par des calcaires marneux à céphalopodes, dont la partie supérieure appartiendrait, d'après Garnier (34, p. 736) au Bathonien supérieur.

Ubaye. — Sous le rapport lithologique, le Bajocien est développé, dans la vallée de l'Ubaye, d'une manière tout à fait identique à celle des environs de Digne et de Gap, mais il paraît être complètement dépourvu de fossiles. Ilaffleure dans le massif du Morgon, à Méolans, à Thuiles et au nord de Barcelonnette.

Le Bathonien est représenté par des schistes marneux noirs, avec bancs calcaires à la base. M. Goret a trouvé à Enchastrayes *Amm. tripartitus*, *polymorphus*, *Parkinsoni*, des bélemnites et des térébratules (45, p. 547). Les caractères lithologiques du Bathonien de cette localité sont très remarquables. Les schistes marneux alternent avec des bancs de calcaires noirs ondulés présentant souvent à leur surface de véritables ripplemarks, des fissures de dessiccation, des bourrelets irréguliers. Ces particularités sont dues évidemment aux conditions dans lesquelles les couches se déposaient. Il faut admettre que le dépôt s'effectuait dans une mer très peu profonde, dans le voisinage immédiat de la côte, et que le fond vaseux très plat et très uni découvrait à marée basse. En effet, dans la Haute-Ubaye, aux environs de Saint-Paul et du col de l'Argentière, le Jurassique moyen fait défaut et le Tithonique repose immédiatement sur le Lias. Les chaînes intérieures des Alpes étaient donc émergées à l'époque bajocienne et bathonienne.

Champsaur. — Le Bajocien est bien développé dans le Champsaur, aux en-

viron de Poligny et à l'entrée du Valgodemar. M. David Martin, professeur au collège de Gap, qui explore cette région depuis de longues années, a bien voulu me confier une série d'ammonites recueillie par lui, et qui me permet de donner ici quelques indications nouvelles sur l'extension des niveaux bajociens au nord de Gap. La conservation des échantillons est assez médiocre et leur gangue indique que les roches qui les renferment sont de même nature que celles de nos chaînes subalpines.

Le niveau à petites ammonites ferrugineuses du Bajocien supérieur, qui est si bien développé au Lara et à Sainte-Marguerite près Gap, existe également à Poligny; la collection de M. Martin contient de cette localité : *Phylloceras* sp., *Lytoceras pygmaeum*, *Cosmoceras subfurcatum*, *Parkinsonia Parkinsoni*, *Perisphinctes Lucretius*, etc., et en outre, deux gros exemplaires calcaires de *Phylloceras mediterraneum* Neum. et de *Caeloceras Humphriesi* Sow.

Voici les espèces que j'ai pu déterminer du Bajocien de Lallée et des Costes, près Saint-Firmin :

- Phylloceras Circe* Héb.
- » *diniense* Honn.
- Lytoceras* aff. *tripartitum* Rasp.
- Sonninia propinquans* Bayle.
- » *corrugata* Sow.
- » *Sowerbyi* Mill.
- Oppelia* sp. indet.
- Caeloceras Freycineti* Bayle.
- » *subcoronatum* Opp.
- » *Blagdeni* Sow.
- Sphaeroceras* cf. *polyschides* Waag.
- » *polymerum* Waag.

On voit d'une manière bien évidente, par cette liste, que la zone à *Sphær. Sauzei* est représentée dans la vallée du Drac, et la présence des *Caeloc. subcoronatum* et *Blagdeni* indique l'existence d'un niveau plus élevé. Le caractère des dépôts paraît être exactement le même qu'aux environs de Digne.

Oisans. — Jusqu'à présent, l'on ne connaissait, sur toute la bordure septentrionale du massif du Pelvoux, en fait de dépôts jurassiques que des calcaires et des schistes liasiques. Il y a quelques années, M. Laurent, gendarme à la Grave, envoyait à M. Lory à Grenoble et à M. Stuer à Paris des ammonites provenant des châteaux d'Arsine, près Villars-d'Arène. M. Stuer ayant eu l'obligeance de me communiquer ces fossiles je reconnus que j'avais affaire à une ammonite bajocienne du genre *Caeloceras*. Le Bajocien n'ayant pas encore été signalé avec certitude dans les chaînes alpines du Dauphiné, le fait avait donc une certaine importance. M. Michel Lévy voulut bien m'autoriser en 1889 à visiter le gisement et à commencer l'étude de détail des environs de la Grave. Sur les indications de M. Laurent, il me fut facile de retrouver l'affleurement bajocien. Je constatai que la

languette de terrain jurassique qui pénètre dans le massif du Pelvoux, au sud du Villars-d'Arène, est un fossé, dans lequel affleurent non seulement le Lias, mais encore des étages jurassiques plus récents. Sur les schistes du Lias supérieur reposent en couches peu inclinées des calcaires bleus alternant avec des bancs marneux. Je trouvai plusieurs fragments d'ammonites et un échantillon écrasé de *Cæloceras* cf. *Freycineti* Bayle. L'échantillon que m'avais remis M. Stuer est le *Cæloceras Bayleanum* Opp., il n'y a donc aucun doute que la zone à *Sphæroceras Sauzei* soit représentée aux châteaux d'Arsine, ce qui concorde d'ailleurs avec les caractères lithologiques des calcaires qui renferment les fossiles. La collection de la Faculté des sciences de Grenoble contient en outre des échantillons d'Arsine mal conservés, que je crois pouvoir rapporter au *Lytoceeras tripartitum* et qui indiqueraient la présence du Bathonien. Les calcaires bleus à *Cæl. Bayleanum* sont d'ailleurs surmontés par des couches plus marneuses passant peu à peu à des schistes argileux, qui représentent peut-être le Callovien et l'Oxfordien.

Des calcaires bleus tout à fait analogues à ceux des châteaux d'Arsine et situés dans leur prolongement affleurent en outre sur la route de Grenoble à Briançon, entre le Villars-d'Arène et le col du Lautaret. Les célèbres pâturages du col semblent devoir leur existence à l'imperméabilité des schistes argileux, probablement oxfordiens, qui s'élèvent presque jusqu'à l'Hospice.

Isère. — Le Jurassique moyen est encore très peu étudié dans le département de l'Isère. Il forme une bande continue sur le bord interne des chaînes subalpines, s'étendant de Corps, par Mens, le Monestier-de-Clermont, Grenoble, le fort Barraux, jusqu'à Montmellian; mais cette bande est en partie recouverte par les alluvions du Drac et de l'Isère. Voici à quoi se bornent les renseignements fournis par Lory sur le Bajocien et le Bathonien de la feuille de Vizille de la carte géologique au 1/80 000: « groupe de calcaires argileux ou argilo-sableux, noirs, mal caractérisés, très pauvres en fossiles. » Le Bajocien du Bouqueiron, près de Grenoble, est connu depuis longtemps; Dumortier (32, p. 153) cite de cette localité *Phylloceras viator* et *Parkinsonia Parkinsoni*, et la collection de la Faculté des Sciences de Grenoble contient du même endroit un exemplaire bien typique de *Cæloceras Humphriesi* d'Orb. non Sow. Le calcaire de Corenc représente le Bathonien; d'après Lory¹, il offre des traces de structure oolithique.

Dans la partie occidentale du département, dans les environs de Crémieu et de la Verpillière, le Bajocien et le Bathonien possèdent déjà d'une manière bien nette les caractères du faciès propre à la Bourgogne et au Jura, mais le *Phylloceras viator* y est encore assez abondant.

Val Ferret. — M. Greppin a signalé² en 1876, à la montagne d'Amone, dans

¹ Explication de la feuille de Grenoble.

² Greppin, Fossiles du Val Ferret. *Actes Soc. helv. sc. nat.*, Bâle, 1876, 59, in Favre, *Rev. géol. Suisse*, pour l'année 1877, VIII, p. 186.

le Val Ferret, « une faune remarquable du terrain bajocien, dans des calcaires adossés à des roches cristallines et dans lesquelles on exploite des pyrites. Les fossiles recueillis se rapportent aux espèces suivantes :

<i>Serpula socialis</i> Goldf.	<i>Hinnites abjectus</i> M. a. L.
<i>Gervillia Hartmanni</i> Goldf.	<i>Rhynchonella quadruplicata</i> Ziet.
<i>Pecten personatus</i> Ziet.	<i>Cidaris Zschokkei</i> Des.
» <i>Phyllis</i> d'Orb.	» (?) <i>cucumifera</i> Ag.
» <i>articulatus</i> d'Orb.	<i>Montlivaultia cupuliformis</i> E. et H.
» <i>æquivalvis</i> Sow.	<i>Thamnastræa fungiformis</i> E. et H.

plus *Belemnites*, *Pholadomya*, *Lima*, *Pentacrinus* sp. ind. »

Le gisement présente donc des caractères sublittoraux bien accentués. Sa position entre le massif du Mont-Blanc et celui du Grand-Combin, c'est-à-dire dans le prolongement de la zone du Briançonnais, montre que le Bajocien se comporte dans cette zone de la même manière que le Lias.

Savoie. — En Savoie, le Bajocien et le Bathonien n'ont pas encore été signalés dans la zone du Briançonnais; en revanche des fossiles du Jurassique moyen ont été rencontrés en plusieurs points dans la bande liasique qui s'étend de la Grave à l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc, en coupant obliquement les vallées de l'Arc et de l'Isère.

Lory a trouvé des fossiles bajociens au col Lombard, et le gisement du col de la Madelaine est bien connu. A. Favre¹ cite de cette localité *Amm. Murchisonæ*, *Sowerbyi*, *opalinus* (?), *scissus*, *Posidonomya* sp., le sous-étage aalénien y est donc bien représenté.

D'après le même auteur, des fossiles de ce niveau auraient été recueillis au Mont-Joli, près Saint-Gervais.

Au N.O. de Chambéry, dans le massif du Mont-du-Chat, le Bajocien et le Bathonien possèdent, à en juger par la description qu'en a donnée récemment M. Révil², des caractères franchement jurassiens: le Bajocien supérieur est développé, comme en Bourgogne, à l'état de calcaires à entroques; le Bathonien inférieur est représenté par une lumachelle à *Ostrea acuminata*.

Zone du Chablais. — Dans le Chablais, les dépôts du Jurassique moyen offrent les plus grandes analogies avec ceux de la rive droite du Rhône. Dans toute la zone des Alpes que l'on peut désigner, avec M. Diener, sous le nom de zone du Chablais, et qui comprend, en Suisse, les Préalpes Vaudoises, Fribourgeoises et Bernoises, le Jurassique moyen présente trois faciès différents, alignés parallèlement à la direction générale des chaînons. Le faciès des chaînes externes est un faciès pélagique; puis vient une bande caractérisée par

Loc. cit. t. III, p. 466.

² J. Révil, Etude sur le Jurassique moyen et supérieur du Mont-du-Chat. *Bull. Soc. d'hist. nat. de Savoie*, 1889.

des dépôts subcoralligènes, les couches à *Mytilus* des auteurs suisses ; dans les chaînes internes enfin et dans la zone du Mont-Blanc, l'on rencontre de nouveau le faciès pélagique.

Les dépôts à faciès pélagique du bord externe des Préalpes Vaudoises, Fribourgeoises et Bernoises ressemblent d'une manière frappante à ceux de la série jurassique moyenne de nos chaînes subalpines. Les caractères lithologiques des assises et les associations d'espèces sont exactement les mêmes. Dans un système assez puissant de calcaires marneux et de schistes, MM. E. Favre et H. Schardt et le regretté Gilliéron ont distingué des niveaux qui concordent parfaitement dans les grandes lignes avec ceux que nous avons étudiés dans notre région. Les empreintes désignées sous le nom de *Cancellophycus* abondent dans toutes les couches, la présence des posidonomyes est également très caractéristique. Le Bajocien supérieur et le Bathonien inférieur ont été souvent confondus par les géologues suisses, à l'instar des géologues autrichiens, sous le nom de « couches de Klaus », mais l'on peut parfaitement distinguer une zone à *Cosmoceras subfurcatum* et une zone à *Oppelia fusca*, toutes deux très fossilifères et contenant les mêmes espèces que dans les Basses Alpes, avec prédominance de *Phylloceras*.

Les dépôts à faciès pélagique des chaînes internes sont tout à fait analogues à ceux des chaînes externes. M. Renevier les a bien fait connaître dans les hautes Alpes Vaudoises, au nord de la dent de Morcles.

Entre les deux bandes à faciès pélagique, les couches à *Mytilus* caractérisent une bande médiane très remarquable, dans laquelle le Bajocien n'a pas encore été signalé.

Dans les cas où l'on a pu voir leur substratum, les couches à *Mytilus* reposent sur le Lias, elles sont considérées par M. Hans Schardt comme bathoniennes, et comme calloviennes ou oxfordiennes par Gilliéron. Quoi qu'il en soit, elles correspondent bien à une bande subcoralligène à dépôts de charriage, dont la présence indique un haut-fond séparant les deux zones pélagiques. Rien d'analogue n'existe au sud du Chablais.

Le faciès pélagique des chaînes externes et celui des couches à *Mytilus* s'étendent jusqu'au lac de Thoune et ne sont pas connus sur la rive droite de l'Aar. Le faciès pélagique des chaînes internes fait place, sur les bords du massif cristallin des Alpes Bernoises, à un faciès oolithique, dans lequel les céphalopodes ne prédominent plus. Les travaux de MM. Baltzer, Stutz, Heim, Mœsch et Bachmann sur le Jurassique moyen de la Suisse centrale montrent de la manière la plus évidente que le faciès pélagique n'existe pas dans toute cette région, et que les céphalopodes méditerranéens y font entièrement défaut. Le Bajocien et le Bathonien des bords du lac de Lucerne se rapprochent déjà par tous leurs caractères des couches correspondantes du Jura argovien.

Dans toute la bande étroite qui sépare le massif des Alpes Bernoises du grand axe cristallin des Alpes, on n'a encore signalé, à ma connaissance, aucun fossile du Jurassique moyen et il est probable que cette région, immergée à l'époque du Lias, était désormais émergée.

Alpes Orientales. — A l'est de la ligne du Rhin, le Jurassique moyen reprend le type méditerranéen, mais il n'est connu que d'une manière sporadique. Le faciès vaseux, qui prédomine dans les Alpes occidentales, est généralement remplacé par le faciès des calcaires à brachiopodes (couches de Klaus, couches de Vils). Le même faciès existe dans les Alpes méridionales, dans le Tyrol et en Vénétie.

Il est connu également dans l'Apennin central et en Sicile. A côté des brachiopodes et des ammonites, les posidonomyes se signalent par leur abondance, si bien que l'on a souvent désigné les couches de Klaus et leurs équivalents sous le nom de couches à *Posidonomya alpina*.

J'ai établi plus haut, à propos de chacune des zones du Jurassique moyen, le parallélisme entre les dépôts des Hautes et des Basses-Alpes et quelques dépôts correspondants de la partie orientale et méridionale de la province méditerranéenne. Mais il est impossible de trouver, en dehors des Alpes occidentales, une seule région de type méditerranéen où l'on puisse comparer une série complète des couches du Jurassique moyen avec celle que nous avons étudiée. Partout la série est incomplète et commence le plus souvent par le Bajocien supérieur sans qu'il soit possible de séparer nettement ce niveau des zones bathoniennes et même des zones calloviennes qui lui font suite.

Caractéristique des faciès du Bajocien et du Bathonien des Alpes occidentales.

Le Bajocien et le Bathonien des Alpes françaises présentent une grande uniformité de caractères. Si l'on fait abstraction de l'isolé de couches à *Mytilus* du nord de la Savoie, on ne voit aucun changement notable se produire, dans toute la région, dans la nature lithologique et paléontologique des couches. En revanche, dès que l'on quitte la région alpine, l'on voit des changements de faciès très notables se produire. A l'ouest d'une ligne passant par Thonon, Annecy, Chambéry et Grenoble, le Bajocien et le Bathonien prennent le faciès jurassien. De même, au voisinage du massif ancien des Maures et de l'Estérel, le Jurassique moyen revêt des caractères littoraux et prend un faciès que je désigne sous le nom de *provençal*.

Sur le bord de l'axe cristallin ancien des Alpes, le Bajocien et le Bathonien ne sont pas connus, et l'on a des preuves que leurs sédiments ne se sont jamais déposés dans la Haute-Ubaye. La zone littorale orientale de la mer alpine du Jurassique moyen est en grande partie détruite par l'érosion, et ce n'est qu'aux environs de Barcelonnette que l'on possède des indices du voisinage de la côte.

Le Bajocien et le Bathonien de toute la région des chaînes subalpines et des premières chaînes alpines de Lory présentent un faciès que je désigne sous le nom de *dauphinois*. Les caractères de ce faciès peuvent être résumés de la manière suivante : alternance régulière de calcaires marneux et de marnes schisteuses, ou prédominance de l'un de ces deux éléments ; fréquence des empreintes

connues sous le nom de *Cancellophycus* ; continuité parfaite de la série ; prédominance des céphalopodes ; grande abondance, surtout dans le haut de la série, des posidonomyes ; extrême rareté de tous les autres fossiles. Ces caractères sont ceux de dépôts vaseux pélagiques, analogues à ceux qui se forment dans les mers actuelles au-dessous de 200 mètres de profondeur, dans la zone des boues grises ou bleues.

Les dépôts du haut de la série jurassique moyenne ont dû se former dans une mer moins profonde que ceux du début et du milieu ; leur nature indique que le régime lagunaire, qui caractérise l'époque callovienne dans nos chaînes subalpines, commençait à s'établir. C'est aussi au Bathonien que correspondent probablement les couches à *Mytilus*, qui constituent un accident subcoralligène au milieu de la mer qui baignait le pied des Alpes.

Caractères zoogéographiques du Bajocien et du Bathonien des Alpes-Occidentales.

La faune du Bajocien et du Bathonien des Alpes françaises et de la Suisse occidentale présente un très grand nombre d'espèces qui lui sont communes avec la faune du bassin anglo-parisien ; c'est uniquement la présence des genres *Phylloceras* et *Lytoceras* qui lui imprime un cachet particulier. Le premier de ces genres est, comme l'on sait, essentiellement caractéristique de la province méditerranéenne ; à l'époque du Jurassique moyen, notamment, on n'en connaît ^{en-dehors} dans cette région qu'un nombre tout-à-fait minime d'individus. Dans les Alpes, par contre, les *Phylloceras* constituent à tous les niveaux du Bajocien et du Bathonien, tant comme nombre d'espèces que comme nombre d'individus, un élément prédominant de la faune. Leur évolution paraît s'être faite sur place, car, dans plusieurs cas, on peut suivre d'une couche à l'autre les mutations d'un même type. Les *Lytoceras* jouent, comme nombre d'espèces, un rôle moins important, mais le nombre des individus est très considérable pour le *Lytoceras tripartitum* du Bathonien inférieur.

Malgré le caractère méditerranéen des faunes du Jurassique moyen des Alpes françaises, le parallélisme des niveaux dans lesquels elles sont cantonnées avec la série des zones paléontologiques du bassin anglo-parisien peut être bien établi. Toutes les zones créées par Oppel et ses continuateurs en Souabe, dans le bassin de Paris, en Angleterre ont pu être retrouvées dans le Jurassique moyen des Basses-Alpes, et la distribution chronologique des espèces d'ammonites est exactement la même dans les deux régions. Ce fait montre une fois de plus que le schéma des zones jurassiques proposé par Oppel n'a pas seulement une valeur locale, mais qu'il peut, dans bien des cas, être appliqué à une province zoologique différente de celle pour laquelle il a été créé.

Sur tout le bord externe des Alpes occidentales, depuis les Alpes Maritimes jusque dans les Alpes Bernoises, le Jurassique moyen présente le type méditerranéen.

Dans la Suisse centrale il n'en est plus ainsi ; au nord du massif cristallin des Alpes Bernoises, sur les bords du lac de Lucerne et dans les Alpes de Glaris, le Bajocien et le Bathonien sont développés avec un faciès qui rappelle déjà celui du Jura, et les *Phylloceras* font entièrement défaut. On est donc obligé d'admettre que les courants chauds qui ont amené sur le bord des Alpes la faune méditerranéenne n'atteignaient plus la Suisse centrale ; ils devaient cesser de se faire sentir aux environs du lac de Thoune. Il en résulte que leur direction était sud-nord, et que, pour venir baigner le bord occidental des Alpes, ils devaient passer à l'ouest ou à l'est du massif émergé des Maures et de l'Estérel.

IV. — JURASSIQUE SUPÉRIEUR

(Groupe oolithique moyen et supérieur. — Malm. — Callovien, Oxfordien, Kimméridgien, Portlandien).

Historique. — Les dépôts jurassiques supérieurs des Hautes et des Basses-Alpes ont joué un rôle considérable dans les discussions mémorables sur le « Corallien » et sur les limites entre le Jurassique et le Crétacé ; ce serait sortir entièrement du cadre du présent travail que de refaire ici l'histoire des nombreux travaux que ces luttes firent surgir dans l'espace de plusieurs années.

D'ailleurs, quelque nombreuses que soient les publications relatives au Jurassique supérieur des régions avoisinant la nôtre, il n'est que rarement question, dans la littérature relative à ce groupe, de la région qui nous occupe plus particulièrement.

Les travaux anciens de Gueymard et de Scipion Gras se bornent à des données tout à fait vagues sur les étages supérieurs du Jurassique. D'Orbigny est le premier qui ait signalé avec certitude, d'après des fossiles exactement déterminés, le Callovien et l'Oxfordien des environs de Digne et de Gap ; mais il commit l'erreur de placer dans le Callovien des fossiles qui appartiennent en réalité au Bathonien (*Amm. tripartitus*) et même au Bajocien (*Amm. viator*, *Ancyloceras tuberculatus*) (Prodrome II, p. 329, 331, 332). Quant aux étages jurassiques supérieurs, il ne sut pas les reconnaître sous leur faciès méridional et mit « les dernières couches jurassiques de Chaudon, de Sisteron (Basses-Alpes), de Châteauneuf-de-Chabre (Hautes-Alpes) » dans le « Corallien » (12, p. 539). La « Description géologique du Dauphiné » de Lory ne contient que des indications très sommaires sur les dépôts jurassiques supérieurs des environs de Gap, que l'auteur range en totalité dans l'Oxfordien.

En 1862, Hébert publia le résultat de ses recherches sur le terrain jurassique des Basses-Alpes (22). L'on sait qu'il admettait l'absence complète, dans le nord du département, de dépôts jurassiques postérieurs à l'Oxfordien, et qu'il rangeait déjà dans le Néocomien les couches qui, à Chaudon, surmontent les calcaires à *Amm. plicatilis*. Cette interprétation de la coupe de Chaudon amena une polémique entre Hébert et Coquand (23), qui devint de plus en plus générale, surtout

lorsqu'Oppel et Zittel firent connaître les couches « tithoniques » de Stramberg et du Tyrol méridional, et se prolongea pendant de longues années. Dieulafait (29) et M. Vélain (30, 33) donnèrent, au cours de cette discussion, à l'appui de l'opinion soutenue par M. Hébert, plusieurs coupes très intéressantes empruntées à des points situés sur la limite extrême de notre région ou en dehors de celle-ci. Les travaux de M. Vélain portèrent surtout sur l'Oxfordien ; l'on y trouve une excellente coupe de la localité de Chabrières, sur laquelle nous reviendrons plus bas.

Garnier ne s'est que fort peu occupé du Jurassique supérieur, et Jaubert n'a jamais publié le résultat de ses recherches sur ce groupe dans la région comprise entre Gap, Veynes et Sisteron. Sa collection est riche en documents inédits.

Le travail de beaucoup le plus important que nous ayons à signaler sur les dépôts jurassiques supérieurs des Basses-Alpes est celui de M. Kilian sur la montagne de Lure (48). Les coupes nombreuses qui accompagnent cet ouvrage et les listes de fossiles scrupuleusement établies fixent d'une manière indiscutable la succession des assises et leur classification. Les subdivisions auxquelles s'est arrêté l'auteur paraissent pouvoir être retrouvées dans une grande partie du bassin du Rhône, et les descriptions qu'il donne des différentes assises s'appliquent très exactement aux régions voisines de la montagne de Lure et en particulier à celle qui fait l'objet du présent travail. D'ailleurs M. Kilian a étendu ses recherches vers l'est dans une grande partie de l'arrondissement de Sisteron et en particulier aux environs de Saint-Geniez et de la Motte-du-Caire, de sorte que je n'ai eu qu'à appliquer ses observations à la partie centrale de ma région.

Nous devons également à M. Kilian une note sur les calcaires coralligènes du Jurassique supérieur de la vallée de l'Ubaye (55) ; enfin Mme et M. Honnorat-Bastide ont publié récemment un petit travail sur l'Oxfordien de Courbons (56).

J'étudierai séparément dans ce chapitre, d'une part les deux étages inférieurs qui constituent le groupe jurassique supérieur, c'est-à-dire le Callovien et l'Oxfordien, de l'autre les deux étages supérieurs, le Kimméridgien et le Portlandien. Chacun de ces deux ensembles forme un tout, bien caractérisé, dans notre région, par sa faune, ses caractères lithologiques et son rôle orographique.

1° CALLOVIEN ET OXFORDIEN.

(Schistes à *posidonies*, marnes oxfordiennes, marnes à géodes de Meylan).

Caractères lithologiques. — Les schistes marneux noirs du Bathonien supérieur sont recouverts dans toute la région par une masse très puissante et très uniforme de marnes d'un noir tirant sur le brun, dans lesquelles les bancs calcaires ne jouent plus qu'un rôle tout à fait accessoire. La surface de ces

marnes est généralement couverte d'efflorescences composées de sulfate de magnésie, comme celle des marnes du Lias supérieur et de l'Aptien, avec lesquelles elles présentent de grandes analogies et avec lesquelles elles partagent dans le pays la dénomination de *terres noires*. A leur partie supérieure, ces marnes contiennent en abondance des nodules ferrugineux quelquefois fossilifères, ou bien présentent des intercalations de bancs plus ou moins épais d'hydroxyde de fer. Elles sont recouvertes par des marnes grises, grumeleuses, de plus en plus calcaires et passant vers le haut à des couches constituées par une alternance régulière de marnes et de calcaires marneux bleuâtres, cassants, à surfaces noduleuses, jaunâtres dans les parties exposées à l'air. Les bancs les plus supérieurs de l'Oxfordien sont bien plus compactes, d'un blanc grisâtre, et alternent avec des lits minces de marnes très grumeleuses.

Extension et rôle orographique. — Les marnes calloviennes et oxfordiennes forment, parallèlement à la bande bajocienne et bathonienne, une bande continue, s'étendant de la vallée de la Durance au nord jusqu'à la vallée de l'Asse au sud, en passant par Ubaye, Montclar, Seyne, le Vernet, Blégiers, Draix, Archail, les Dourbes, Bédéjuns, Chaudon. Au N.O. de Digne elles forment quelques lambeaux isolés, pincés entre deux failles, près de Courbons et de Thoard. Elles jouent un rôle plus considérable entre Barles et le Péouvé, puis à Bayons, à Turriers et à Bréziers. Au S.O. de la ligne formée par ces affleurements, les mêmes dépôts constituent une bande continue passant par Ainac, Authon, Théous, Valavoire, Clamensanne, et se raccordant, à l'est de cette localité, avec l'affleurement de Bayons. Au nord de Sisteron, les marnes callovo-oxfordiennes couvrent une surface considérable, sur les deux rives de la Durance, entre la Sasse et le Buech. Enfin, sur la limite septentrionale de notre région, elles forment une bande correspondant au seuil de Chorges et de Gap et réunissant la bande orientale de notre région aux affleurements morcelés du massif de Barillonnette et à ceux du bassin du Buech.

Le Callovien et l'Oxfordien jouent un rôle tout particulier dans l'orographie de nos chaînes subalpines. Partout où leurs marnes ne sont pas protégées par des dépôts glaciaires ou par des éboulis des étages jurassiques supérieurs, elles ont été profondément ravinées, et c'est dans leur masse que sont creusés les torrents les plus dangereux de la région, comme ceux de Chorges, du Faut, près Seyne, du Chabert, près Bayons, et tous ceux qui descendent du revers occidental de la crête des Dourbes. Le ravinement se fait d'une manière peut-être plus énergique encore sur les marnes callovo-oxfordiennes que sur les schistes du Lias, à cause de leur grande friabilité et de leur faible résistance aux agents atmosphériques. De plus elles constituent un sol qui, sous l'influence des pluies, peut déterminer des glissements en masse ou des éboulements des roches qu'il supporte.

Gypses. — Les marnes calloviennes contiennent, en plusieurs points de la région que j'ai étudiée, des intercalations plus ou moins considérables de gypses. Lory est le premier qui ait reconnu leur âge véritable (36) ; mais quel-

ques-uns de ces affleurements étaient connus déjà des anciens auteurs, comme Guettard (1, p. 330), Gueymard (2, p. 37), Scipion Gras (7, p. 67).

Je ne connais pas de gypse dans la bande calloviennne orientale de ma région, ni dans la partie septentrionale, au nord de la Durance. Tous les gisements sont limités au bord occidental, et ceux décrits par Lory se trouvent même en dehors de la surface de la carte qui accompagne ce travail.

Dans les environs de Digne, entre cette ville et Courbons, les marnes calloviennes sont assez bien développées; le gypse y forme des intercalations de 30 à 40 mètres d'épaisseur, mais en très petit nombre et visibles seulement dans le ravin au sud du village, au-dessus du pont de l'ancien chemin de Digne.

Les gypses calloviens sont très développés entre Château-Fort et Saint-Véran, au quartier des Moulières et au Bas-Entraix. J'ai pu m'assurer l'année dernière, en compagnie de M. Kilian, qui, le premier, a signalé ces gypses et a déterminé leur âge, qu'ils formaient bien des lentilles interstratifiées dans les marnes calloviennes (V. fig. 1, p. 17). Il ne peut y avoir d'hésitation que sur la nature de la plus importante de ces lentilles, qui couronne une butte entre les Moulières et Entraix et dont je donne un croquis dans la figure ci-dessous (fig. 7). Elle forme

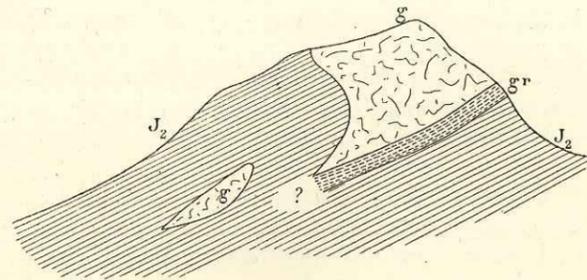


Fig. 7.

Gypse des Moulières

J₂, Callovien. — g, Gypse. — gr, Grès brun.

comme un coin enfoncé dans les schistes calloviens; son épaisseur maximum est de 30 mètres environ. Elle est séparée des schistes par une couche de grès bruns à gros grains très friables, de 5 à 6 mètres de puissance. On pourrait considérer cette masse de gypse et les grès sous-jacents comme un lambeau de recouvrement analogue au lambeau de Trias inférieur que j'ai décrit plus haut (p. 17, fig. 1) et qui serait enfoncé dans les schistes; toutefois, la nature lithologique des grès auxquels nous avons affaire est bien différente de celle des grès qui constituent le lambeau de recouvrement au nord des Moulières, et il me paraît plus plausible d'envisager la masse de gypse et de grès comme une lentille interstratifiée de même origine que celles du Bas-Entraix, mais de dimensions beaucoup plus considérable. Les difficultés d'aborder la masse de gypse des

Moulières, dues au grand escarpement des pentes, ne m'ont pas permis de m'arrêter définitivement à l'une ou à l'autre des deux interprétations.

Plus au nord, en amont du Caire, sur la rive gauche du Grand-Riou, l'on peut observer également une belle lentille de gypse intercalée dans les marnes calloviennes (v. pl. III, fig. 5).

Les gypses de Lazer et de Montrond se trouvent en dehors des limites de ma carte; je ne saurais mieux faire que de renvoyer le lecteur aux excellentes descriptions qu'en a données Lory (36), et qui ne laissent pour moi aucun doute sur leur âge callovien. La coupe de Montrond à la montagne de Saint-Genis (*loc. cit.*, p. 20) est des plus nettes. L'amas de gypse est limité, en dessous et en dessus, par de petites assises de dolomie grise, passant, par décomposition, à l'état de cargneule.

Lory et M. Kilian ont fait ressortir les différences d'aspect entre les gypses calloviens et les gypses triasiques. Leur association à des dolomies montre que, dans les deux cas, les conditions dans lesquelles ils se sont déposés ont été les mêmes. Plusieurs faits parlent en faveur de l'origine lagunaire des gypses calloviens: la forme lenticulaire des amas; l'absence presque complète de fossiles autres que les posidonomyes, et notamment celle des céphalopodes, dans les dépôts calloviens moyens; enfin la disparition graduelle des posidonomyes elles-mêmes à l'approche des intercalations gypseuses. Rien ne rappelle les particularités que nous avons signalées dans les relations entre les gypses liasiques et les calcaires aux dépens desquels ils se sont formés.

Les affleurements de gypses calloviens connus jusqu'à présent dans nos chaînes subalpines ne s'éloignent guère d'une ligne passant par Serres, Laragne, Château-Fort et Digne, dirigée par conséquent du N.O. au S.E., parallèlement à la direction générale des chaînes alpines à cette latitude.

Subdivisions et fossiles. — Les marnes calloviennes et oxfordiennes ne sont fossilifères que dans quelques points privilégiés de notre région, et surtout sur ses limites occidentales. Dans toute la bande de Seyne et de Blégiers, les fossiles sont très rares et il en est de même aux environs de Barles, de Bayons, de Gap. Quant on s'approche de Sisteron et du massif compris entre la Durance et le Buech, les restes organiques deviennent plus abondants. La même chose a lieu quand on dépasse Chaudon, au sud, et qu'on s'approche de Castellane.

Les fossiles les plus abondants sont les posidonomyes, qui pullulent en certains points; c'est tantôt *Posidonomya alpina* A. Gras, tantôt *Posidonomya Dalmasi* Dum.¹ Les ammonites et les bélemnites sont assez fréquentes en divers endroits. Les ammonites sont bien conservées dans les nodules calcaires ou ferrugineux; dans les marnes elles sont généralement écrasées; ce n'est qu'au sud de Chaudon qu'elles se rencontrent à l'état de moules ferrugineux, à un certain niveau. Dans l'Oxfordien moyen et supérieur, les fossiles sont conservés à l'état de moules calcaires.

¹ Voir Kilian (48), p. 96.

Grâce à la fréquence relative des ammonites, on peut retrouver dans notre région toutes les zones que l'on distingue généralement dans le Callovien et dans l'Oxfordien des régions méditerranéennes. Nous allons passer successivement en revue ces différentes zones, de manière à donner une idée de la faune callovienne et oxfordienne de nos chaînes subalpines.

Zone à *Macrocephalites macrocephalus*.

La zone à *Macrocephalites macrocephalus* est connue depuis longtemps à Chabrières, au S. E. de Digne. M. Vélain (33) et Ebray (35) ont étudié cette localité et en ont publié la coupe. Le Callovien inférieur y est représenté par une vingtaine de mètres de calcaire gris alternant avec des marnes schisteuses. Ces couches ont été entamées par le tunnel du nouveau chemin de fer de Digne à Nice. Grâce à l'obligeance du personnel chargé de la surveillance des travaux, j'ai pu me procurer une belle récolte de fossiles, qui sont mentionnés dans la liste ci-dessous.

Rien d'analogue aux calcaires de Chabrières ne se trouve plus au nord; c'est que, pour le Callovien, comme pour la plupart des étages jurassiques et crétacés, cette localité se trouve déjà dans la région à faciès provençal. Au nord de Digne, la zone à *Macrocephalites macrocephalus* ne se distingue que très difficilement par ses caractères lithologiques et le plus souvent on a peine à en constater la présence, de sorte qu'il devient presque impossible d'établir sur le terrain une limite entre le Bathonien et le Callovien.

M. Vélain a trouvé près du col de Chaudon, au contact de ces deux étages, des fragments d'*A. macrocephalus*. Garnier signale aux Dourbes des calcaires noirs noduleux et des schistes contenant la même espèce (34, p. 656). Ces calcaires existent également à Archail et à Draix, mais je n'ai pu en retrouver la moindre trace, au nord de ce village, dans toute la bande orientale de Callovien. M. Kilian a rencontré à Authon, dans les schistes à *Posidonomya Dalmasi*, le *Sphaeroceras* cf. *microstoma* d'Orb., forme qui accompagne aux environs de Digne le *Macrocephalus*.

A Gap, la zone qui nous occupe s'est montrée fossilifère au pied de la colline de Puymaur, qui domine la ville au N. O. M. David Martin a bien voulu me communiquer une petite série d'ammonites qu'il a recueillies dans des nodules de calcaires noirs, au milieu de schistes à posidonomyes indéterminables.

Jaubert a recueilli, enfin, dans les marnes calloviennes de Ventavon, de Montéglin et d'Upaix, dans le territoire situé entre la Durance et le Buech, des fossiles très caractéristiques de la zone à *Macrocephalus*, qui se trouvent maintenant dans les collections de la Faculté des Sciences de Grenoble.

La faune de la zone à *Macrocephalus* étant encore peu connue dans les Alpes françaises, j'ai cherché à établir une liste aussi complète que possible des espèces qui y ont été rencontrées jusqu'à présent dans notre région.

Phylloceras Zignodianum d'Orb.-Draix (d'Orb.), Montéglin-Upaix (coll. Jaub.).

Phylloceras Hommairei d'Orb. Paléont. du voy. de Homm. de Hell, pl. I, fig. 7-9. La copie que d'Orbigny a donnée dans la Paléontologie française (Terr. jur. Céph. pl. 173) de sa première figure est très inexacte; c'est pourquoi Neumayr a mal interprété l'espèce. Les échantillons de la zone à *Macrocephalus* du bassin du Rhône se rapportent parfaitement à la première figure de d'Orbigny. L'on doit réunir également au *Phyll. Hommairei* le *Phyll. euphyllum* Gemm. (non Neum.), *Sopra* alc. faune giur. pl. II, fig. 1, 2, et le *Phyll. ptychoicum* Toucas (non Quenst.), Bull. Soc. géol. Fr. 3^e sér., t. XVIII, pl. XIII, fig. 3. — Chabrières (E. H., Sorb., coll. Garn., Honn., Pellat., Ec. des Mines), assez commun; Puymaur près Gap (coll. D. Martin).

Sphaeroceras bullatum d'Orb. — Montéglin-Upaix (coll. Jaub.).

Sphaeroceras cf. *microstoma* d'Orb. — Chabrières (E. H.), Authon (Kil.), Montéglin-Upaix (coll. Jaub.).

Macrocephalites macrocephalus Schlot. type. — Chabrières (Sorb.), Ventavon (coll. Jaub.)

Macrocephalites tumidus Rein. — Chabrières, Archail (coll. Jacques à Digne), Puymaur près Gap (coll. D. Martin), Ventavon (coll. Jaub.).

Macrocephalites lamellosus Sow. v. Bukowski, Jurabild. v. Czenstochau, pl. XXVI, fig. 19. — Chabrières (coll. Sorb.).

Cosmoceras calloviense Sow. — Puymaur (coll. D. Martin).

Perisphinctes tyrannus Neum. Ceph. d. Macrocephalensch. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. t. XX, pl. IX. Fragment de spire tout à fait conforme au type figuré par Neumayr du Briethal (Salzkammergut). — Chabrières (E. H.).

Perisphinctes furcula Neum. Ceph. v. Balin, Abh. k. k. geol. Reichsanst. t. X, pl. XV, fig. 1. — Chabrières, très commun (E. H., Sorb.).

Perisphinctes Recuperoi Gemm. *Sopra* alc. faune giur. pl. V, fig. 9-11. — Puymaur près Gap. (coll. D. Martin).

Perisphinctes Orion Opp. — Upaix (coll. Jaub.).

Posidonomya alpina A. Gras. — Chabrières (coll. Pellat).

Zone à *Reineckeia anceps*.

La zone à *Reineckeia anceps* est représentée dans toute notre région par des schistes extrêmement pauvres en céphalopodes. Le plus souvent, le seul fossile que l'on rencontre dans la partie moyenne du Callovien est la *Posidonomya Dalmasi*. Je ne connais aucun point dans tout le Dauphiné et en Provence, où la zone soit bien caractérisée par une faune de céphalopodes. Le seul échantillon d'ammonite que je puisse rapporter avec certitude au Callovien moyen est une *Reineckeia anceps* écrasée de haut en bas, avec sillon externe bien visible. Je l'ai recueillie dans les schistes noirs à posidonomyes de la Motte-du-Caire. La zone à *Reineckeia anceps* est le niveau auquel se trouvent les gypses calloviens; c'est ce qui explique l'extrême rareté des céphalopodes, qui ne pouvaient pénétrer dans les lagunes.

Zone à *Peltoceras athleta*.

La zone supérieure du Callovien se montre de nouveau assez riche en céphalopodes dans nos chaînes subalpines. Ces fossiles se rencontrent le plus souvent

dans des nodules calcaires très ferrugineux et sont assez bien conservés. Dans le bassin de Buech, par contre, ils sont à l'état de beaux moules calcaires disséminés dans les marnes. A Norante et aux Blaches près Castellane, enfin, l'on rencontre des moules ferrugineux des tours internes, dans un état de conservation admirable. Il est généralement très difficile de séparer la zone supérieure du Callovien de la zone inférieure de l'Oxfordien, le passage de l'une à l'autre se faisant insensiblement, et les fossiles, conservés de la même manière dans les deux zones, ne pouvant être que fort rarement recueillis en place.

Je n'ai pas à parler ici des couches à *Peltoceras athleta* des Blaches près Castellane, qui constituent un des meilleurs types de la zone, et que l'on peut fort bien comparer, pour l'abondance et pour la beauté des fossiles, à celles des plus beaux gisements du bassin de Paris, du Jura et de la Souabe.

Dans notre région, les fossiles sont beaucoup plus rares, surtout dans la partie méridionale et orientale. M. Honorat (36, p. 193) signale des Dourbes l'*Amm. lunula* et *Belemnites hastatus*. Garnier (34, p. 9) cite les *Amm. lunula* et *Lamberti* des environs de Seyne : ces espèces proviennent certainement de la zone à *Pelt. athleta*.

M. Kilian a recueilli de nombreux fossiles de cette zone aux environs de Saint-Geniez et dans la montagne de Lure. Moi-même j'ai recueilli à la Motte-du-Caire les espèces suivantes :

Phylloceras plicatum Neum.
Oppelia punctata Stahl.
Pachyceras Lamberti Sow.
Peltoceras athleta Phil.
Perisphinctes subtilis Neum.

Des échantillons de *Perisphinctes subtilis* et de *Peltoceras athleta* de la collection Jaubert, provenant de la Bâtie-Neuve, montrent que notre zone est également représentée dans les environs de Gap.

La zone à *Peltoceras athleta* est très fossilifère à Savournon,¹ au sud de Veynes, en dehors des limites de notre carte, mais c'est en ce point surtout qu'il est difficile de la séparer de la zone à *Aspidoceras perarmatum*. Grâce à l'obligeance de M. W. Kilian, j'ai pu déterminer, de cette localité, dans la collection Jaubert, à la Faculté des Sciences de Grenoble, les espèces suivantes :

Phylloceras lodaiense Waag.
 » cf. *Manfredi* Opp.
 » *plicatum* Neum.
 » *tortisulcatum* d'Orb.
Lytoceras Adelaë d'Orb.

¹ Ou du moins elle l'était, car le gisement est aujourd'hui presque épuisé, par suite des nombreuses récoltes de fossiles qui y ont été faites.

Oppelia [*Neumayria*] cf. *Brunneri* Fisch -Oost.
 » *lunula* Ziet.
 » *Brighti* Pratt.
 » *lunuloides* Kil.
Perisphinctes subtilis Neum.
Peltoceras athleta Phil.
 » *annulare* Rein.
 » *torosum* Opp.
 » *arduennense* d'Orb.
 » *Constanti* d'Orb.
Aspidoceras perarmatum Sow.
Pachyceras Lamberti Sow.

On voit clairement par cette liste que les espèces des deux zones ont été mélangées.

Zone à *Aspidoceras perarmatum*

La zone inférieure de l'Oxfordien est certainement représentée aux environs de Digne, mais elle y est peu fossilifère. M. Bachelard m'a remis un exemplaire de *Peltoceras torosum*, provenant des Dourbes. M. Honorat signale à Courbons les *Amm. cordatus*, *tortisulcatus* et *plicatilis* et *Belemnites hastatus* (56, p. 192). Garnier cite les *Amm. Mariaë*, *Babeanus*, *tortisulcatus*, *cordatus*, *arduennensis* aux environs de Seyne et de Faucon (37, p. 9).

Dans les environs de Gap la zone à *Aspid. perarmatum* ne contient guère que *Phylloceras tortisulcatum* et des fragments de bélemnites; elle est, par contre, bien plus fossilifère dans la partie occidentale de ma région, à la Motte-du-Caire, à Saint-Geniez et, ainsi que nous l'avons vu plus haut, à Savournon. M. Kilian a trouvé à la Motte-du-Caire *Ochetoceras Henrici* d'Orb., *Perisphinctes patina* Neum., *rota* Waag., *subtilis* Neum. et à Saint-Geniez *Phylloceras tortisulcatum*, *Cardioceras cordatum*, *Oppelia Eucharis* d'Orb., *Haploceras Erato* d'Orb., *Aspidoceras perarmatum* Sow., etc.

Zone à *Peltoceras transversarium*.

La zone à *Peltoceras transversarium* peut être reconnue facilement dans toute notre région par ses caractères lithologiques, mais les fossiles y sont presque toujours écrasés et à peu près indéterminables. Les *Perisphinctes* du groupe des *biplex* et *Phylloceras tortisulcatum* y sont seuls abondants. J'ai pu constater la présence d'empreintes de *Perisphinctes* à Courbons, au Péouvé, dans le ravin du Faut près Seyne, entre Clamensanne et Bayons, à la Rochette près Gap, etc.

Le seul point de notre région où la zone qui nous occupe soit très fossilifère

est Chabrières, mais ici elle se présente sous un faciès minéralogique tout différent de celui qui la caractérise au nord de Digne. D'après la coupe de M. Vélain (33), elle est constituée dans cette localité par 3 mètres de marnes noduleuses, grumeleuses, à fossiles admirablement conservés, à l'état de moules internes calcaires. Voici, d'après mes déterminations, la liste assez complète des fossiles qui ont été trouvés à Chabrières :

- Phylloceras tortisulcatum* d'Orb.
 » *Manfredi* Opp.
Ochetoceras arolicum Opp.
Oppelia flexuosa Mnst. v. E. Favre, Voirons, pl. I, fig. 13, 14.
Cardioceras alternans Buch.
Perisphinctes plicatilis d'Orb. Pal. fr. pl. 192.
 » *lucingensis* E. Favre, Voirons, pl. III, fig. 4.
 » *Pralairei* E. Favre, Voirons, pl. III, fig. 6, 7.
Peltoceras Toucasianum d'Orb.
Aspidoceras Oeagir Opp. E. Favre, Voirons, pl. V, fig. 3, 4.
Lima (Plagiostoma), n. sp.
Pleurodiadema Stutzi Lor. V. Cotteau Pal. franç. Terr. jur. pl. 410, fig. 1-3 (éch. fig.).
Collyrites Voltzi Des. (détermination de M. Cotteau).
 » *friburgensis* Oost. id.
 Spongiaires indéterminables.

La localité de Chabrières présente, comme faune et comme faciès minéralogique, la plus frappante analogie avec celles de Cazalet (Gard), d'Escragnolles (Alpes Maritimes), de Trept (Isère), etc.

Zone à *Peltoceras bimammatum*.

Avec la zone à *Peltoceras bimammatum* commence généralement, dans nos chaînes subalpines, le dépôt des calcaires compactes gris, mais les fossiles sont rares et fort mal conservés à ce niveau, de sorte que la limite entre l'Oxfordien supérieur (Rauracien) et le Kimméridgien ne peut pas toujours être fixée d'une manière précise. M. Kilian a trouvé au nord de Naux, près Saint-Geniez un certain nombre d'ammonites bien conservées, entre autres le *Peltoceras bimammatum*.

De plus, la zone existe bien caractérisée à Chabrières, où M. Vélain a rencontré, au-dessus des marnes de la zone précédente et à la base d'une série de calcaires gris, des ammonites que j'ai pu identifier avec *Peltoceras bimammatum* Qu. et *Perisphinctes virgulatus* Qu. La partie supérieure des calcaires gris contient *Aspidoceras acanthicum* Opp.

2^o KIMMÉRIDIEN ET PORTLANDIEN¹.

(Couches à *Amm. acanthicum*, *Tithonique*, couches de Berrias).

Caractères lithologiques. — Contrairement à ce qui a lieu dans l'étage oxfordien, l'élément calcaire prédomine d'une manière presque exclusive dans les deux étages supérieurs du système jurassique. Les marnes ne s'y rencontrent plus qu'à l'état de simples délits de peu d'épaisseur. Les calcaires sont toujours gris, avec des parties bleuâtres ou jaunâtres. Ils sont à pâte fine, à cassure conchoïdale; leur structure est ou bien homogène ou bien bréchoïde. Les brèches ont été fort bien décrites par M. Kilian, qui a donné l'explication de leur mode de formation. Elles se présentent surtout dans les calcaires ruini-formes du Kimméridgien supérieur et dans le Portlandien inférieur. Les couches du Kimméridgien inférieur sont beaucoup moins massives que celles de la partie supérieure de l'étage; elles sont bien stratifiées et les bancs de schistes marneux y jouent encore un rôle relativement considérable. Il en est de même du Portlandien moyen et supérieur (niveaux de Stramberg et de Berrias); la première de ces assises est constituée, d'après M. Kilian, « par des calcaires blancs, compactes, sublithographiques, cassants et se débitant en fragments sonores et tranchants » (48, p. 146). Les couches supérieures, que la plupart des auteurs rangent déjà dans le Crétacé, sont des calcaires gris, jaunâtres dans les parties exposées à l'air, à cassure conchoïdale, formant des bancs réguliers, alternant avec des lits de marnes grises devenant de plus en plus puissants, à mesure que l'on s'élève dans la série.

Subdivisions. — L'on peut établir dans les étages jurassiques supérieurs des régions méditerranéennes les subdivisions suivantes :

Kimméridgien.

- Zone à *Oppelia tenuilobata* et à *Perisphinctes polyplocus*.
 Zone à *Waagenia Beckeri* et à *Reineckeia pseudomutabilis*.

Portlandien (Tithonique et Berriasien).

- Zone à *Perisphinctes geron*.
 Zone à *Perisphinctes transitorius*.
 Zone à *Hoplites Boissieri*.

Ces subdivisions sont aujourd'hui assez généralement adoptées; elles s'appliquent très bien aux dépôts jurassiques supérieurs du bassin du Rhône, et M. Kilian a pu reconnaître chacune des cinq zones dans ses belles coupes de la

¹ Je n'ai étudié que d'une façon sommaire les étages supérieurs du système jurassique et je me bornerai ici à quelques indications locales. M. Kilian se propose d'ailleurs d'étudier ces étages dans un travail d'ensemble dans tout le Dauphiné et la Haute-Provence.

montagne de Lure. Ses recherches ont porté également sur plusieurs points situés au cœur de la région qu'embrasse notre carte, de sorte que l'on peut admettre que tous les niveaux sont également représentés, dans toute la partie des chaînes subalpines que nous avons étudiée. Dans la plupart des cas toutefois, la nature des affleurements n'est pas favorable à une étude détaillée des assises qui nous occupent.

Rôle orographique. — Les calcaires du Jurassique supérieur jouent dans les Hautes et dans les Basses-Alpes un rôle orographique tout à fait particulier. Ils constituent en quelque sorte l'ossature de la région ; ce sont eux qui forment presque toutes les arêtes saillantes, ces longues crêtes blanches, qui tantôt s'élèvent à de grandes altitudes, tantôt s'abaissent pour couper transversalement les vallées, donnant au paysage une physionomie spéciale. Les falaises calcaires fournissent les matériaux à des masses énormes d'éboulis, qui viennent recouvrir les marnes calloviennes et oxfordiennes et permettent à la végétation de s'établir sur leur surface. Les défilés, dans lesquels les cours d'eau traversent les barres rocheuses du Jurassique supérieur, sont connues dans la région sous le nom de cluses (cluses) ; elles forment des coupes naturelles qui permettent d'étudier facilement la succession des couches.

Nous allons passer rapidement en revue les différents affleurements du Kimméridgien et du Portlandien dans la région qui fait l'objet de ce travail.

Crête des Dourbes. — La montagne de Coupe, connue des géologues sous le nom de crête des Dourbes, forme une muraille continue qui ferme à l'est l'horizon de Digne. Elle commence à Norante, décrit autour du village de Chaudon un grand demi-cercle, coupé par le col de Saint-Jacques, et se dirige ensuite sensiblement vers le nord, jusqu'aux sommets de Couar et de Cuyon, où elle atteint son altitude maximum. A l'ouest du col de la Cine, elle est coupée par une faille dirigée nord-sud et ne reparaît que plus au nord, au sommet de Pompe, où je la reprendrai dans le paragraphe suivant.

La coupe du col de Norante à Saint-Jacques a été souvent donnée et a fait l'objet de longues discussions, sur lesquelles il est inutile de revenir. La succession observée par les différents auteurs qui s'en sont occupés peut d'ailleurs être facilement mise en harmonie avec la classification actuelle.

La crête elle-même est difficilement accessible et se prête mal à une étude de détail.

Continuation vers le nord de la crête des Dourbes. — Par suite d'un anticlinal important dont je reparlerai dans le chapitre relatif aux dislocations, la bande de Jurassique supérieur décrit aux environs de Blégiers une grande courbe en forme de S et coupe trois fois la vallée de la Bléone. Grâce à des dislocations locales, la série des couches se retrouve également répétée trois fois entre Saint-Pierre et Mariaud. La coupe détaillée de ces deux points est encore

à faire ; le Jurassique supérieur y prend un développement considérable, et l'on pourra y retrouver sans peine les subdivisions indiquées plus haut, quoique les couches semblent être peu fossilifères.

La direction moyenne de la bande de Jurassique supérieur continue à être sensiblement nord-sud, mais la crête est beaucoup moins apparente qu'à l'est de Digne, car elle se trouve maintenant à flanc de coteau. Garnier, qui a donné une coupe complète de Couloubroux au ravin des Fraches (37, p. 20), attribue aux calcaires durs avec rares fragments d'*Amm. polyplocus* une épaisseur d'environ 110 mètres. Au-dessus se trouveraient encore 60 mètres de calcaires très durs, gris foncé, en gros bancs, sans fossiles. Plus au nord, dans le ravin du Faut, à l'est de Seyne, j'ai pu constater que la série des couches kimméridgiennes et portlandiennes était considérablement réduite.

Entre Seyne et Saint-Vincent, le Jurassique supérieur est recouvert par des éboulis, et ce n'est qu'au fort qu'il devient de nouveau possible de l'étudier. Le fort est construit sur des calcaires noirs veinés de blanc, entièrement dépourvus de fossiles et plongeant vers l'est, de sorte qu'ils sont coupés par la vallée de l'Ubaye et donnent naissance à une cluse. Leur continuation vers le nord n'a pas encore été étudiée.

A l'ouest de la bande qui s'étend de l'Asse à l'Ubaye, le Jurassique supérieur forme deux bandes parallèles plus ou moins continues et une série de lambeaux isolés, que nous allons passer successivement en revue.

Courbons et Thoard. — Entre Digne et Saint-Estève, s'étend une bande étroite à peu près continue de Jurassique supérieur, dirigée N. O.-S. E. et séparée du bassin tertiaire de Digne et de Champtercier et du massif liasique du Siron par des failles. La bande elle-même est morcelée au plus haut degré, de sorte qu'il est très difficile d'y observer des successions complètes. J'ai parlé plus haut des marnes oxfordiennes de Courbons ; les calcaires kimméridgiens et portlandiens forment de grands rochers, qui surgissent en plusieurs points comme des récifs au milieu des marnes oxfordiennes et des conglomérats miocènes, contre lesquels ils butent le plus souvent par faille. Les fossiles sont assez rares dans ces calcaires, mais un exemplaire d'*Oppelia levipicta* Font. et une *Pygope janitor*, que j'ai trouvée dans les rochers au S. O. de Courbons, ne laissent aucun doute sur leur âge. D'ailleurs leurs caractères lithologiques sont les mêmes que ceux des calcaires de la crête des Dourbes.

M. Honnorat-Bastide a publié récemment une note « Sur l'Oxfordien de Courbons (Basses-Alpes) » (56), dans laquelle il donne une coupe prise au S. E. du village et passant par le torrent de Saint-Véran et l'ancien chemin de Digne. Au-dessus des marnes noires oxfordiennes fossilifères, viendrait en superposition normale une série de calcaires, dans lesquels M. Honnorat distingue plusieurs niveaux, et qu'il considère encore comme oxfordiens¹.

¹ Comme M. Honnorat termine sa note en affirmant que « ces marnes noires et ces rochers oxfordiens n'avaient pas encore été signalés », je tiens à rappeler que j'en ai fait mention en 1889 (49). Ces couches étaient d'ailleurs connues de Garnier, ainsi que l'attestent les fossiles qui se trouvent dans sa collection.

Cette coupe n'est pas exacte, car les calcaires ne reposent pas sur les marnes, mais il en sont séparés par une faille; ils appartiennent au Kimméridgien et non à l'Oxfordien, la partie supérieure de cet étage ayant disparu en ce point par suite de la faille. C'est précisément des calcaires que provient l'exemplaire d'*Oppeia levipicta* Font., que je citais plus haut. Les calcaires en gros bancs qui couronnent l'escarpement appartiennent très probablement au Portlandien inférieur (zone à *Perisphinctes geron*); ils sont recouverts par des conglomérats miocènes ou glaciaires, qui forment tout le plateau cultivé de Saumon (fig. 8).

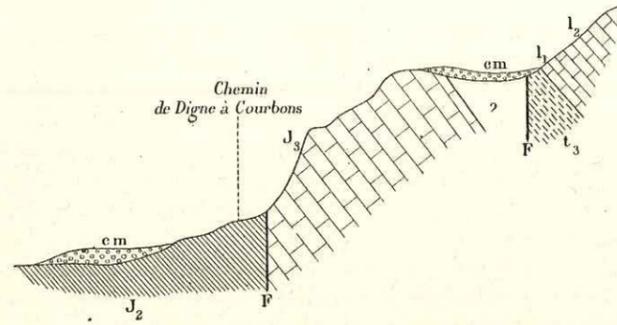


Fig. 8.

Coupe de l'escarpement au S.-E. de Courbons près Digne.

l_3 Trias supérieur. — l_1 Infralias. — l_2 Lias inférieur. — J_2 Marnes oxfordiennes. — J_3 Calcaires kimméridgiens et portlandiens. — *cm* Conglomérats du Miocène supérieur. — FF Failles.

Tanaron, Lambert, le Péouvé. — Le village de Tanaron s'appuie au nord contre une muraille de calcaires jurassiques supérieurs en couches verticales, butant au sud par faille contre le Trias, et renversées vers le N.O. sur les couches oligocènes, qui les recouvraient transgressivement. A l'est de Pudaye, se trouve un lambeau de calcaires du Jurassique supérieur, reposant sur l'Aquitainien et complètement isolé de la muraille de Tanaron, avec laquelle il était sans doute primitivement en continuité. Au sud-est de Lambert, se trouve un massif assez étendu de Jurassique supérieur.

Entre Barles et le pont d'Esclangon, près du hameau du Péouvé, le Bès traverse trois bandes de Kimméridgien et de Portlandien, qui forment autant de barres rocheuses, donnant lieu à des cluses pittoresques. Je décrirai plus bas les conditions orotectoniques dans lesquelles se présentent ces bandes. Je me borne ici à donner quelques indications stratigraphiques.

Au-dessus des marnes grumeleuses de l'Oxfordien supérieur, viennent des calcaires gris régulièrement stratifiés, à cassure conchoïdale, dans lesquels M. Bachelard a trouvé *Perisphinctes lacertosus* Font.; ils représentent le Kimméridgien inférieur. Ces calcaires sont surmontés par une masse puissante de calcaires

bréchoïdes, correspondant au Kimméridgien supérieur et au Portlandien et supportant des calcaires marneux à faune de Berrias.

Cirque de Feissal. — Le vallon de Feissal est entouré de toutes parts par un cordon presque continu de Jurassique supérieur, circonscrivant une cuvette de Néocomien, dont le centre est occupé par des grès aquitaniens. Les couches plongent vers le centre de la cuvette et forment vers l'extérieur des falaises abruptes. Entre Authon et Feissal, le Vanson forme une cluse dont M. Kilian (48, p. 104) a relevé la coupe. Le chemin de Feissal à Lambert traverse également la succession complète des couches du Jurassique supérieur. J'ai pu constater leur identité avec celle des affleurements voisins.

Cirque de Reynier et d'Esparron. — Au N.O. du cirque de Feissal se trouve un second cirque, de dimensions beaucoup plus considérables et de forme assez régulièrement elliptique. Les couches plongent vers les foyers de l'ellipse, excepté à l'est, où des dislocations très compliquées troublent la régularité des contours; l'extrémité N.O. de l'ellipse est entamée par le cours de la Sasse, qui coupe deux fois la succession des couches du Jurassique supérieur, identique à celle que M. Kilian a observée aux environs de Saint-Geniez. Les couches ne se présentant jamais que par leur tranche, il est très difficile de recueillir des fossiles. Il en est de même à la cascade d'Esparron, où je n'ai recueilli, dans les calcaires qui font suite à l'Oxfordien supérieur, qu'un *Aptychus* d'*Aspidoceras* et une ammonite indéterminable.

Le sentier de Bayons à Esparron traverse également la série complète des couches du Jurassique supérieur, mais il n'y a que l'Oxfordien et les couches de Berrias qui ne soient pas recouvertes par des bois. Dans ces dernières, malgré de très longues recherches, je n'ai pu trouver qu'un *Pecten* du sous-genre *Camptonectes*.

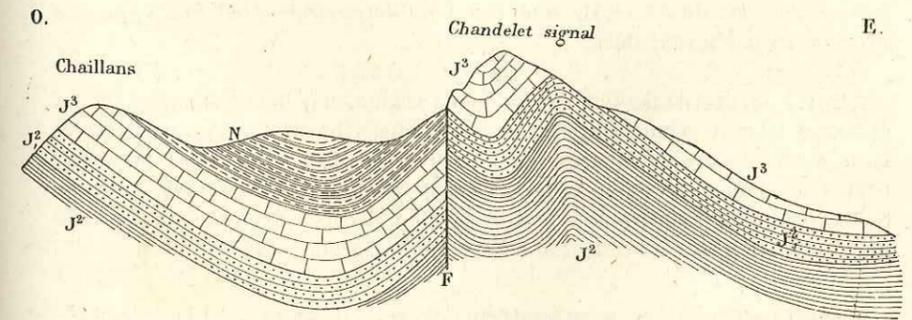


Fig. 9.

Coupe longitudinale de la crête de Chaillans, au nord de la Motte-du-Caire. — J_3 Marnes callovo-oxfordiennes. — J_2 Oxfordien supérieur. — J_3 Calcaire du Jurassique supérieur. — N Néocomien. — F Décrochement.

Environs de Saint-Geniez. — Le Kimméridgien et le Portlandien des environs de Saint-Geniez ont été si bien étudiés par M. Kilian que je n'ai pas à y revenir ici. Qu'il me suffise de rappeler que le cirque de Saint-Geniez est analogue à ceux de Feissal et Reynier, mais que sa moitié nord est coupée par la faille des Traverses.

Environs de la Motte-du-Caire. — Une coupe très détaillée du Jurassique supérieur, prise entre la Motte et le Caire, a été donnée par M. Kilian (48, p. 103). La succession est exactement la même au nord de la Motte, dans la crête de Chaillans; j'ai rencontré en ce point, dans les calcaires supérieurs, un bel exemplaire de *Pygope janitor*.

La crête de Chaillans commence non loin de Claret (fig. 9); au nord du Caire elle forme un petit synclinal, dans lequel est conservé un lambeau de Néocomien; puis vient un décrochement, grâce auquel l'Oxfordien est porté à la même altitude que le Néocomien. A partir du plus haut sommet de la crête, les couches s'infléchissent régulièrement vers la vallée du Grand-Riou. Elles se relèvent de nouveau très rapidement sur la rive gauche et forment le sommet du Grand-Jalinier; de là, la crête s'infléchit vers le sud; vers Clamensanne, le Jurassique supérieur bute par faille contre le Lias. Au Grand-Abian, il supporte les marnes du Néocomien inférieur.

Environs de Gap. — La montagne de Charance, au N.O. de Gap, forme une crête tout à fait analogue à celle de Chaillans. Je n'ai pas eu encore l'occasion d'en étudier la succession.

La Rochette et le Puy de Manse constituent deux îlots de couches plus récentes que l'Oxfordien, sur le seuil qui sépare le Champsaur du Gapençais. A la Rochette, la série s'arrête au Tithonique, tandis qu'au Puy de Manse, elle s'élève jusqu'au Néocomien. Les calcaires kimméridgiens et portlandiens ressemblent beaucoup à ceux du Caire, ils sont peu fossilifères et ne m'ont fourni que des *Persphinctes* indéterminables.

Limite occidentale. — A l'ouest de ma région, en dehors des limites de ma carte, les calcaires kimméridgiens et portlandiens jouent un rôle considérable. Ils forment le pourtour du cirque de Ceûze, la Petite-Ceûze, les crêtes qui dominent Châteauneuf et Saint-Auban-d'Oze, la montagne d'Aujourd, la crête des Selles, près Barillonnette et le cirque de Saint-Genis. Je compte étudier dans un travail ultérieur tout ce massif situé entre la Durance et le Buech.

Massif de Chabrières, massif du Morgon, Ubaye. — A l'est de la région que j'étudie dans ce mémoire, les calcaires jurassiques supérieurs se présentent sous un faciès particulier, qui a été étudié par Lory, par M. Goret et récemment par M. Kilian; on les a désignés sous le nom de *calcaires de Guillestre*. Ce faciès s'étend à l'ouest jusque dans le massif de Chabrières, au nord de Chorges;

il est développé également dans le massif du Morgon et joue un rôle considérable dans la Haute-Ubaye et aux environs de Guillestre.

Les calcaires de Guillestre sont bréchoïdes, à éléments calcaires reliés par un ciment marneux rouge ou verdâtre. Ils passent latéralement, ainsi que l'a montré M. Kilian (55), à des calcaires gris coralligènes, riches en nérinées et en radioles de *Cidaris*, qui prennent un grand développement aux environs de Barillonnette. Au Chapeau de Gendarme, ils reposent sur les marnes oxfordiennes, mais, au col de l'Argentière, des calcaires coralligènes, tout à fait analogues et contenant, d'après M. Portis¹, une faune tithonique, font immédiatement suite au Lias. Les calcaires de Guillestre reposent de même, dans la Haute-Ubaye et dans les environs de Guillestre, directement sur le Lias ou sur le Trias, comme l'ont établi les travaux récents de M. Zaccagna² et de M. Kilian³.

Distribution des faciès du Jurassique supérieur dans les Alpes occidentales.

Je ne puis songer à examiner ici, pour le Jurassique supérieur, comme je l'ai fait pour le Lias et pour le Jurassique moyen, l'extension des faciès dans toutes les Alpes occidentales; il me suffira d'indiquer en deux mots leur répartition, ce qui me permettra, dans un chapitre final, d'étudier dans quelles conditions se sont déposées toutes les assises secondaires dans la région des chaînes subalpines.

Le Callovien, comme le Bathonien, se présente, dans tout le bassin du Rhône et surtout dans la région des Alpes, avec une assez grande uniformité de caractères. La zone littorale du massif émergé des Maures et de l'Estérel est encore peu connue. Les couches pélagiques sont déjà bien développées aux environs d'Aix et de Castellane; le même faciès se continue au nord de notre région par Grenoble jusqu'en Savoie, dans toute la région des chaînes subalpines; on le retrouve dans les Alpes Vaudoises, dans le massif du Mœveran, dans les Préalpes Fribourgeoises et Bernoises et jusque sur les bords du lac de Lucerne, où l'on trouve des *Phylloceras*, à côté d'espèces propres à la province de l'Europe occidentale. A l'ouest de Chambéry, le Callovien présente le faciès jurassien, tandis que dans l'Ardèche sa faune possède un cachet méditerranéen très accusé.

L'uniformité de faciès de l'Oxfordien dans tout le bassin du Rhône est assez frappante, du moins si l'on fait abstraction de différences de détail, telles que celles que MM. E. Favre et H. Schardt ont signalées entre les chaînes internes des Préalpes Vaudoises. La zone à *Peltoceas transversarium* (Argovien) existe avec

¹ A Portis, Sui terreni stratificati di Argentera. *Mem. d. R. Accad. delle Sc. di Torino*, ser. 2, t. XXXIV, p. 25-100.

² Zaccagna, Sulla geologia delle Alpi occidentale. *Bull. d. R. com. geol.* 1887, p. 346-417, 2 pl., 1 carte.

³ W. Kilian, C.-R. *Somm. des séances de la Soc. géol.*, 2 février 1891.

des caractères absolument identiques à Chabrières, dans le Gard, à Trept (Isère)¹, dans les Préalpes Vaudoises et Fribourgeoises et sur tout le versant suisse du Jura. Le même faciès pénétrait dans la partie méridionale du bassin de Paris et s'étendait vers le N.E. en Souabe, en Bavière, en Moravie, en Pologne; mais les courants qui ont amené dans l'Europe centrale la faune méditerranéenne paraissent s'être limités à la bordure externe des Alpes, les *Phylloceras* étant excessivement rares à Trept, en Argovie, en Pologne, tandis qu'ils sont assez fréquents dans l'Argovien des Hautes-Alpes (Savournon, Serres) et des Alpes Vaudoises et Fribourgeoises.

Les couches kimméridgiennes se comportent sensiblement comme les couches argoviennes, mais il n'en est pas de même du Portlandien, qui présente dans la distribution de ses faciès des particularités sur lesquelles je crois devoir insister.

Le faciès à céphalopodes du Portlandien (Tithonique) existe tout le long des Alpes, dans la région des chaînes subalpines de la Haute-Provence, du Dauphiné (calcaires de la Porte-de-France), de la Savoie, dans les chaînes externes des Préalpes Vaudoises, Fribourgeoises et Bernoises. Il s'étend également sur le nord des Bouches-du-Rhône, sur tout le Diois, et prend un développement considérable dans l'Ardèche, sur les bords mêmes du Plateau Central.

Il est aujourd'hui démontré que les calcaires blancs à *Terebratula moravica* et *Rynchonella Astieriana* de la Basse-Provence constituent un faciès coralligène littoral du Portlandien, formé sur les bords du massif des Maures et de l'Estérel. Ses limites vers le nord passaient par Menton, Rougon, Moustiers et s'infléchissaient de ce dernier point vers le sud, en passant par Rians et Aix². On retrouve le même faciès dans l'Hérault et, vers le nord, jusque dans le Gard.

Un faciès tout à fait analogue se retrouve dans le nord du bassin du Rhône. En effet, les localités classiques de l'Echaillon, de Lémenc, du Salève jalonnent une ligne de récifs portlandiens, qui font partie de la zone jurassienne. Mais les récifs portlandiens ne sont pas limités à cette zone; ils forment une seconde bande dans les chaînes subalpines suisses, s'étendant des Préalpes Vaudoises, par Wimmis (canton de Berne) et les bords du lac de Lucerne, jusque dans les Alpes de Glaris (Mürtschenstock). Cette bande est comprise, au moins dans sa partie occidentale, entre deux bandes de dépôts pélagiques, exactement comme le faciès subcoralligène et lagunaire des couches à *Mytilus* était limité au N. O. et au S. E. par une bande de Bathonien à céphalopodes.

Les rivages de la mer du Jurassique supérieur vers les Alpes centrales sont encore entièrement inconnus dans les Alpes Suisses et en Savoie, mais on peut se faire une idée approximative de leur situation dans les Alpes.

De l'absence au-dessous du Tithonique des dépôts bajociens, bathoniens, cal-

¹ R. de Riaz, Note sur le gisement argovien de Trept (Isère), *Bull. soc. géol. Fr.* 3^e sér. t. XIX, p. 170-183.

² Voir Bertrand, 54, p. 110; Collot, *Bull. Soc. géol. Fr.* 3^e sér. t. XIX, pl. VI; Kilian, *ibid.* C.-R. somm. 16 mars 1891.

loviens, oxfordiens à l'est de Guillestre, dans la Haute-Ubaye et au col de l'Argentière, on peut conclure que la mer de ces divers étages ne s'étendait pas dans les chaînes intérieures. Du caractère bréchoïde des calcaires jurassiques supérieurs de Chorges, du Morgon et de Guillestre et du caractère coralligène de ceux de Barcelonnette et de l'Argentière on peut conclure au voisinage d'une côte, ainsi que l'a fait observer avec raison M. Kilian (55).

SYSTÈME CRÉTACÉ

Historique. — Les Basses-Alpes sont, depuis longtemps, une région classique pour l'étude des dépôts néocomiens; tous les niveaux du système crétacé s'y présentent avec le faciès *alpin* le mieux caractérisé, mais ce n'est que depuis les dernières années que les études de détail ont commencé et que, pour un certain nombre de localités, la répartition des espèces dans les différents horizons est bien connue. La thèse de M. Fallot sur les étages moyens et supérieurs du terrain crétacé dans le Sud-Est de la France (40) contient d'importantes recherches sur ces étages dans quelques localités des Hautes et des Basses-Alpes (Veynes, montagne de Lure, environs de Barrême, bassin du Verdon, environs de Mézel, de Castellane). D'autre part, le mémoire de M. Kilian sur la montagne de Lure (48) fournit un point de départ excellent pour tous les travaux ultérieurs sur le Néocomien du Sud-Est. Les coupes des environs de Sisteron sont désormais classiques; elles font connaître dans les plus grands détails la succession complète des couches, depuis l'Oxfordien jusqu'au Cénomanién, ainsi que la répartition des faunes dans les horizons successifs.

En ce qui concerne en particulier la région qui fait l'objet du présent travail, les données relatives aux terrains crétacés sont peu nombreuses. Les recherches de M. Kilian s'étendant au N. E. de Saint-Geniez, jusque vers Esparron, c'est encore dans le mémoire de cet auteur que nous trouvons les faits les plus précis. Quant aux affleurements néocomiens du Péouvé, de Feissal, des environs de la Motte-du-Caire et au lambeau de Crétacé supérieur de Thoard, ils n'avaient pas encore été signalés.

En revanche, les terrains crétacés étaient assez bien connus dans le voisinage immédiat de ma région, tant au sud, aux environs de Barrême et de Mézel, qu'à l'ouest, aux environs de Sisteron et de Saint-Geniez, et qu'à l'est, le long d'une ligne ininterrompue d'affleurements crétacés, s'étendant depuis Barrême et Clumanc, au sud, par le col de la Cine, Blégiers, Prads, Mariaud, jusqu'à Seyne et Saint-Vincent, dans l'Ubaye. Toute cette bande est connue dans ses traits généraux, grâce aux travaux de MM. Garnier (37), Goret (45) et Kilian (55). Au nord de la région, nous rencontrons enfin les affleurements des environs de Veynes,

étudiés par M. Fallot (40, p. 76), et le lambeau néocomien du Puy de Manse, près Gap, signalé depuis longtemps par Lory.

Je m'efforcerai surtout, dans ce qui suit, de rattacher mes observations personnelles à celles de mes devanciers, de manière à obtenir une vue d'ensemble sur le développement du système crétacé dans nos chaînes subalpines et sur les conditions qui, dans cette région, ont présidé à son dépôt.

Subdivisions. — Il m'a été facile de retrouver, partout où l'érosion les a respectées, les subdivisions suivantes :

1. Etage néocomien.
 - a. Couches à *Hoplites neocomiensis* (Valanginien).
 - b. Couches à *Crioceras Duvali* (Hauterivien).
 - c. Couches à *Desmoceras difficile* (Barrémien).
2. » aptien.
 - a. Couches à *Ancylloceras Matheroni* (Bedoulien).
 - b. Couches à *Hoplites furcatus* (Gargasien).
3. » cénomanién.
4. » turonien.
5. » sénonien.

Je m'expliquerai plus bas sur l'absence du Gault dans cette succession.

Je décrirai successivement les divers affleurements crétacés de la région, mais en traitant séparément ceux du Crétacé inférieur et ceux du Crétacé supérieur.

1^o ÉTAGES INFÉRIEURS.

Saint-Geniez. — M. Kilian (48, p. 159) a étudié, au nord et à l'est de Saint-Geniez, une succession s'étendant du Jurassique supérieur aux assises moyennes du Néocomien. Je n'ai fait que traverser rapidement cette série, l'affleurement étant situé sur la limite extrême de ma région. J'ai pu constater que les couches à *Crioceras Duvali* sont recouvertes par des marnes bariolées ou par des grès rouges tertiaires.

Reynier. — Le village de Reynier et son annexe Beoudinar forment à peu près les deux foyers d'un grand affleurement elliptique de Néocomien, dont tout le bord nord-est est recouvert en transgressivité par des grès aquitaniens. La série crétacée s'étend du Néocomien inférieur à l'Aptien supérieur; elle s'appuie en concordance parfaite sur le Jurassique supérieur, dont les couches plongent régulièrement vers le centre de l'affleurement, formant au sud et à l'ouest la crête imposante de Jouerre. La succession des couches néocomiennes a été fort bien étudiée par M. Kilian (l. c., p. 157) : nous ne pouvons mieux faire que de la résumer ici, elle nous servira de point de départ.

Au-dessus des couches de Berrias, citées dans le précédent chapitre, se voient

des marnes à *Belemnites latus* et ammonites ferrugineuses, très fossilifères. Elles sont surmontées par les couches à *Crioceras Duvali*, constituées par des calcaires compactes en gros bancs, dans la partie moyenne. M. Kilian y a signalé les espèces suivantes :

- Lytoceras subfimbriatum* d'Orb.
- Holcodiscus intermedius* d'Orb.
- Hoplites cryptoceras* d'Orb.
- » *Leopoldi* d'Orb.
- Crioceras Duvali* Lévl.

Puis viennent de gros bancs grisâtres à *Desmoceras difficile*, c'est le Barrémien. Ce niveau est séparé des marnes aptiennes par des calcaires marneux bleuâtres, alternant avec des marnes schisteuses, et contenant des *Ancyloceras* et *Hoplites Deshayesi*. C'est l'Aptien inférieur, bien développé surtout à la ferme de la Casse, sur le bord du chemin qui mène de Reynier à Esparron. Les marnes aptiennes atteignent 60 à 80 mètres, elles contiennent des ammonites pyriteuses.

Feissal. — L'affleurement crétacé de Feissal forme le pendant de celui de Reynier, dont il est séparé par le sommet de Coste-Belle. Il est entouré de toutes parts par une crête de Jurassique supérieur et présente au centre un lambeau de grès aquitaniens. La succession y est la même que dans le bassin de Reynier. J'y ai retrouvé les calcaires marneux du Néocomien moyen, avec *Crioceras Duvali* et *Hoplites amblygonius*. Le Barrémien est représenté par des calcaires compactes peu fossilifères, dans lesquels j'ai rencontré une empreinte d'*Holcodiscus*. La série se termine par des marnes noires aptiennes, que je n'ai pu encore étudier.

L'affleurement de Feissal se continue vers l'est sous la forme d'une bande étroite, s'étendant, par le Péouvé, jusqu'à la Pare, au nord d'Esclangon. M. Bachelard, de Digne, y a recueilli dans les calcaires du Néocomien moyen

- Crioceras Honorati* Lévl.
- Toxoceras elegans* d'Orb.

Environs de la Motte-du-Caire. — Dans le prolongement de l'axe des bassins crétacés de Feissal et de Reynier, l'on rencontre deux autres affleurements néocomiens, situés sur les crêtes qui dominent la Motte-du-Caire.

La montagne qui sépare le Grand-Vallon du ravin de Clamensanne est couronnée à la ferme du Grand-Abian, à l'est de la Motte, par un lambeau de Néocomien, dont les couches plongent fortement vers le S. E. Les calcaires de Berrias, qui terminent la série jurassique, sont recouverts ici, comme dans toute la région, par des marnes grises à ammonites pyriteuses très abondantes. J'ai pu recueillir les espèces suivantes :

- Phylloceras semisulcatum* d'Orb.
- *Tethys* d'Orb.
- *picturatum* d'Orb.

- Ptychoceras (Baculites) neocomiensis* d'Orb.
- Haploceras Grasi* d'Orb.
- Cosmoceras verrucosum* d'Orb.
- Holcostephanus Astierianus* d'Orb.
- Hoplites neocomiensis* d'Orb.
- *Roubaudi* d'Orb.

Ces espèces ont été signalées par M. Kilian dans les marnes à *Belemnites latus* de Reynier, de Saint-Geniez et de diverses localités de la Montagne de Lure.

Faisant pendant à celle du Grand-Abian, la crête jurassique du Chaillans, au nord de la Motte, porte également un lambeau de Néocomien. Les bois de hêtres, qui couvrent ces hauteurs, m'ont empêché de l'étudier d'une manière satisfaisante. J'y ai ramassé plusieurs exemplaires de *Crioceras Duvali*.

Région comprise entre la Durance et le Buech. — Dans l'angle formé par la Durance et le Buech se trouvent plusieurs îlots néocomiens analogues à ceux que je viens de décrire. Ils sont, pour la plupart, entourés de tous côtés d'une muraille de Jurassique supérieur. Je citerai le lambeau situé à l'est de Saint-Genis, la crête des Selles, formant le prolongement de la crête de Chaillans, le cirque de Clausonne, le lambeau de Fumeyer et surtout le grand cirque de Ceûze. Je me propose d'étudier ultérieurement en détail ces divers affleurements, qui, d'ailleurs, ne paraissent différer en rien de ceux des régions avoisinantes. Je me bornerai à mentionner ici la découverte, faite par M. David Martin de Gap, de calcaires à *Crioceras Duvali*, *Holcostephanus Astieri* et *Jeannoti* dans la montagne de Ceûze.

Puy de Manse. — Le Puy de Manse est une montagne conique isolée (1610 m.), située sur le plateau qui sépare le Gapençais du Champsaur. Il est constitué à sa base par du Jurassique supérieur, au sommet par des calcaires gris néocomiens. J'y ai recueilli les fossiles suivants :

- Belemnites* sp.
- Phylloceras infundibulum* d'Orb.
- Haploceras Grasi* d'Orb.
- Holcostephanus Astieri* d'Orb.
- Hoplites* cf. *amblygonius* Neum.
- Crioceras Duvali* Lévl.
- Aptychus Seranonis*.

Cet affleurement, signalé dès 1855 par Rozet (16, p. 233), présente un intérêt particulier, grâce au fait qu'il est le dernier témoin, vers le nord-est, de la mer néocomienne delphino-provençale.

Limite orientale de la région. — Tout le long de la limite orientale de la région étudiée dans le présent travail, le Crétacé inférieur forme une bande

continue s'étendant de l'Ubaye à la vallée de l'Asse, avec une direction générale N.-S. Dans une note trop peu connue sur l'extension du Néocomien dans le nord du département des Basses-Alpes, Garnier signale pour la première fois cet étage en plusieurs points de cette bande (37).

En amont de la barre de calcaires jurassiques supérieurs qui traverse l'Ubaye au-dessous du fort Saint-Vincent, se voient des calcaires noirs alternativement compactes et marneux, dans lesquels je n'ai pu trouver de fossiles, mais qui représentent certainement le Néocomien. Ils sont recouverts par des marnes noires aptiennes. Près de Saint-Vincent, Garnier y a trouvé *Aptychus Seranonis*, *Haploceras Grasi*, *Hoplites neocomiensis*, et, plus au sud, au-dessus de Montclar, *Crioceras Duvali*.

Au pied du pic de Bernadéz, à l'E. S. E. de Seyne, l'on rencontre, d'après Garnier, des marnes à ammonites ferrugineuses avec

Cosmoceras verrucosum d'Orb.

Holcostephanus Astieri d'Orb.

Hoplites neocomiensis d'Orb.

Les mêmes couches sont fossilifères dans le haut du ravin des Fraches; elles représentent incontestablement le Néocomien inférieur.

Le Néocomien moyen (Hauterivien) paraît peu fossilifère aux environs de Seyne et dans l'Ubaye, c'est cependant de ce niveau que provient sans doute l'exemplaire calcaire d'*Holcostephanus Astieri*, trouvé par Garnier près de Saint-Barthélemy, dans le Laverq.

Le Barrémien a été signalé sur le flanc nord-ouest du pic de Bernadéz par M. Kilian (55), qui a trouvé en ce point un exemplaire de *Pulchellia Sellei*.

Le Néocomien et l'Aptien prennent un développement considérable aux environs de Mariaud et de Prads. Entre ce village et Blégiers, dans le ravin des Combes, les marnes à ammonites ferrugineuses sont très fossilifères. Garnier (37, p. 17) cite les espèces suivantes :

Ptychoceras (Baculites) neocomiensis d'Orb.

Cosmoceras verrucosum d'Orb.

Holcostephanus Astieri d'Orb.

» *Arnoldi* Pict.

» cf. *simplex* d'Orb.

Hoplites neocomiensis d'Orb.

Les calcaires bleus du Néocomien moyen contiennent *Phylloceras Rouyanum* et *Crioceras Duvali*.

Les marnes aptiennes sont peu fossilifères dans la partie septentrionale de la bande, mais vers le col de la Cine, elles contiennent, d'après M. Goret (45, p. 549), des quantités d'ammonites pyriteuses, entre autres *Phylloceras Guettardi*, *Lytoce-
ras Jauberti*, *L. Duvali*.

Au col de la Cine, la bande de Néocomien et d'Aptien passe dans la vallée de l'Asse et va rejoindre les gisements classiques des environs de Barrême. Elle

ne constitue pas l'affleurement le plus oriental du Crétacé inférieur dans les Alpes françaises, car les recherches de Garnier ont démontré l'existence du Néocomien aux environs de Colmars et d'Allos. En 1888, M. Kilian et moi, nous explorions également ces points, et l'année suivante, nous constatons la présence de calcaires néocomiens à *Belemnites subfusiformis* Rasp., *Aptychus Didayi* Coq., *Rhynchoteuthis* sp. au Chapeau-de-Gendarme, près Barcelonnette.

Avant de passer à l'étude du Crétacé supérieur je mentionnerai rapidement un affleurement de Néocomien et d'Aptien situé à l'extrême limite méridionale de ma région : c'est celui de Chabrières, visité en 1872 par la Société géologique, lors de la réunion à Digne (34, p. 672).

En aval de la cluse, le Néocomien, en couches fortement inclinées vers le N. O., s'appuie régulièrement sur les calcaires presque verticaux du Jurassique supérieur. Plusieurs ravins, qui se jettent dans l'Asse, fournissent, sur la rive droite, de belles coupes naturelles, dans lesquelles on peut recueillir de nombreux fossiles bien conservés.

M. Vélain décrit, comme reposant immédiatement sur l'horizon de Berrias, des calcaires marneux avec *Toxaster Ricordeanus*, *Ammonites Astierianus*, *Terebratula Moutoniæna*, *T. tamarindus*, *Pholadomya elongata*. J'ai surtout étudié les couches supérieures à ces calcaires. Ce sont des calcaires bleuâtres alternant avec des marnes, dans lesquels j'ai trouvé

Holcostephanus incertus d'Orb.

» *Astieri* d'Orb.

Hoplites radiatus Brug.

» *cryptoceras* d'Orb.

» cf. *amblygonius* Neum.

Crioceras Duvali Lév.

» *Honorati* Lév.

Les couches supérieures deviennent jaunâtres; elles contiennent en assez grande abondance *Holcodiscus fallax* d'Orb.

Les marnes aptiennes renferment *Belemnites semicanaliculatus* et *Amm. Duvalianus*. D'après M. Vélain, elles sont directement recouvertes par des calcaires cénomaniens à *Ostrea columba* et *Orbitolites*.

En résumé, dans toute la région que nous venons de parcourir, les étages crétacés inférieurs présentent une très grande uniformité, les différents niveaux que nous avons pu constater se retrouvent avec une constance remarquable, avec les mêmes caractères lithologiques et avec les mêmes associations de faunes. Du haut en bas de la série, le faciès reste le même; les céphalopodes dominent de beaucoup sur les autres restes organisés : c'est le faciès vaseux tout à fait typique. Je n'ai observé nulle part de passages au faciès à rudistes, tels que M. Kilian les a indiqués dans l'Aptien inférieur de la montagne de Lure (48, p. 257) et dans le Barrémien de la Drôme¹. Le Néocomien moyen (Hauterivien) ne pré-

¹ Kilian et Leenhardt, *Bull. soc. géol.*, 3^e sér. t. XVI, p. 55.

sente nulle part le faciès à échinides et à ostracées, caractéristique de la bordure septentrionale du massif ancien des Maures. Le Néocomien inférieur est très uniformément représenté par les marnes à ammonites ferrugineuses. Ce n'est qu'en un seul point qu'il prend le faciès à échinides et à brachiopodes; ce point est situé sur la limite méridionale de la région, à Chabrières. Ici, d'après M. Vélain, des calcaires à *Toxaster Ricordeanus* et à térébratules se trouvent intercalés entre les calcaires à faune de Berrias et les calcaires à *Crioceras Duvali*, occupant ainsi exactement la position stratigraphique des marnes à *Hoplites neocomiensis*. Ce fait est des plus intéressants, car, déjà à l'époque bajocienne, nous avons rencontré le faciès provençal aux environs de Chabrières, et c'est aussi à peu de distance au sud de cette localité, à Saint-Jurs, qu'apparaît, pour la première fois, dans le Jurassique supérieur, le faciès des calcaires blancs, caractéristique de la Basse-Provence. On voit donc, ici encore, que les limites entre le faciès alpin et le faciès provençal ne concordaient pas à toutes les époques, mais qu'à certaines époques elles se trouvaient de nouveau coïncider avec des limites anciennes.

L'extension vers le nord-est de la mer néocomienne et aptienne est difficile à établir. A l'heure qu'il est, les affleurements de Gap, de Barcelonnette et du nord des Alpes-Maritimes (Saint-Martin-d'Entraunes) représentent les derniers témoins, vers le nord et vers l'est, de la mer néocomienne; mais il est probable que celle-ci s'étendait encore plus loin et que l'érosion en a enlevé les dépôts déjà avant l'époque nummulitique. Il importe toutefois de remarquer qu'aux environs du col de la Maddalena près l'Arche, le Crétacé supérieur à hippurites repose immédiatement sur les calcaires coralligères du Tithonique, ainsi que l'a établi M. Portis (l. c.) La mer néocomienne ne se serait donc pas étendue jusqu'à la frontière italienne.

Dans toute la région qui nous occupe, les marnes aptiennes sont recouvertes partout immédiatement par les calcaires marneux du Cénomaniens, et le passage d'une formation à l'autre est tellement insensible qu'il est impossible d'admettre, entre les deux étages, une émergence correspondant à la période du Gault. Il est possible que la partie supérieure des marnes que nous rangeons dans l'Aptien, et qui sont d'ordinaire si peu fossilifères, représente l'étage albien. D'autre part, il ne faut pas oublier que l'arrivée de la faune du Gault est presque partout liée à un dépôt de glauconie et de phosphate de chaux, indiquant des conditions de sédimentation toutes spéciales. Ces matières minérales font défaut dans notre région, tandis qu'elles se trouvent toujours avec la faune du Gault dans la montagne de Lure.

2° ÉTAGES SUPÉRIEURS.

Thoard. — Dans la région qui fait plus particulièrement l'objet du présent travail, les étages supérieurs du système crétacé sont représentés uniquement par un lambeau d'une très faible étendue, situé à l'est de Thoard et tout à fait isolé. Il est pincé entre deux failles et fait partie de la bordure fortement dislo-

quée du bassin tertiaire de Champtercier. Il présente à peu près la forme d'un losange et constitue une butte, limitée à l'est par des marnes oxfordiennes, à l'ouest par des grès miocènes. Les couches sont relevées le long de la faille orientale, ainsi que l'indique le croquis ci-joint (fig. 10).

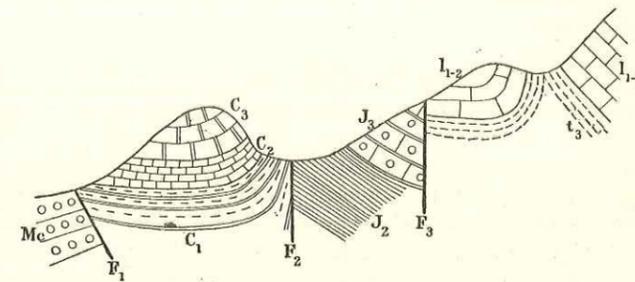


Fig. 10.

Croquis des montagnes à l'est de Thoard.

t₃ Trias supérieur. — I₁₋₂ Infralias et Lias inférieur. — J₂ Marnes oxfordiennes. — J₃ Jurassique supérieur. — C₁ Cénomaniens. — C₂ Turonien. — C₃ Sénonien. — F₁F₂F₃ Failles.

La série débute par des calcaires marneux gris et blancs à cassure esquilleuse, alternant avec des marnes gris-verdâtre. Au-dessus, viennent de gros bancs très compacts d'un calcaire blanc à cassure esquilleuse, puis, au sommet de la butte, des calcaires gris bien stratifiés.

Dans une première course faite aux environs de Thoard en 1888, je trouvai un exemplaire bien net d'*Inoceramus labiatus* (Schloth.) Bronn, qui me permit d'affirmer l'existence du Turonien dans cette partie des Basses-Alpes. L'année dernière, je visitai à nouveau la butte de Thoard et pus en relever la coupe, mais, malgré de persévérantes recherches, je ne pus trouver d'autre trace de fossiles que la contre-empreinte de l'inocérane recueilli deux ans auparavant. Malheureusement, dans aucun des deux cas, l'échantillon ne se trouvait en place, il provenait des éboulis situés au pied de la butte.

L'analogie, dans les caractères pétrographiques, des différentes roches crétacées avec celles que j'ai pu observer à l'est de ma région me porte à croire que les calcaires marneux de la base représentent le Cénomaniens; les calcaires compacts formant falaise constitueraient le Turonien, et c'est de ce niveau que proviendrait l'exemplaire d'*Inoceramus labiatus*; enfin, les calcaires stratifiés qui couronnent la butte appartiendraient au Sénonien.

Les dépôts crétacés supérieurs des environs de Veynes et ceux des environs de Mézel, à l'extrême limite septentrionale et méridionale de ma région, ayant été étudiés avec le plus grand soin par M. Fallot (40, p. 76 et 104), et l'étage céno-

manien sur le bord sud de la montagne de Lure ayant fait l'objet d'un important chapitre de la thèse de M. Kilian (48, p. 291), il ne nous reste plus qu'à cher-

cher à l'est, dans une région des Basses-Alpes encore peu connue, des représentants des étages crétacés supérieurs, qui nous permettront d'établir quelles sont les conditions qui, dans notre région, ont présidé à leur dépôt.

Limite orientale de la région. — La bande de couches néocomiennes et aptiennes, que j'ai décrite plus haut, est bordée à l'est par une bande de Crétacé supérieur, qui commence au pic de l'Aiguillette et s'étend de là vers le sud-est, d'une manière continue, jusque dans la vallée du Verdon, prenant un développement énorme dans les montagnes qui encaissent cette dernière.

Dans la vallée de la Haute-Bléone, les marnes aptiennes sont recouvertes d'une manière uniforme et en concordance par des calcaires marneux bleuâtres ou grisâtres, qui représentent le Cénomaniens. Au-dessus viennent des calcaires compactes formant falaise: c'est probablement le Turonien. Le sommet des montagnes, enfin, est formé par la masse énorme des calcaires blancs en bancs réguliers du Sénonien, qui constituent en entier la croupe si bien nommée du Cheval Blanc et les cimes arrondies des Boules.

Le Cénomaniens est très fossilifère aux environs de Saint-Lions, de Moriez, d'Angles, sur la feuille de Castellane. MM. Fallot et Kilian y ont recueilli de beaux céphalopodes. Vers le nord, ces fossiles paraissent beaucoup plus rares, et nous les avons cherchés en vain, M. Kilian et moi, aux environs de Colmars, d'Allos, de Prads et de Mariaud.

Les calcaires massifs du Turonien sont généralement très peu fossilifères dans les bassins de la Bléone et du Verdon. M. Fallot cite l'*Inoceramus labiatus* aux environs de Saint-Lions (40, p. 213).

Le Sénonien est beaucoup plus fossilifère que les étages précédents, dans le bassin du Verdon. On y trouve assez fréquemment des inocérames et des échinides mal conservés. Dans le bassin de la Bléone, les environs du col de la Cine sont assez riches en restes organiques. M. Goret (45, p. 549) cite en ce point *Ananchytes ovatus*, *Micraster coranguinum*, *Micraster Heberti*, etc., et, au sommet de la série, des spongiaires. Plus au nord, au col de la Pierre et à la montagne de Roche-Close, M. Kilian (48) a trouvé, dans des calcaires d'un gris clair, sonores, de grands inocérames, *Amm. cf. texanus* Roem., des *Echinocorys* et quelques spongiaires. Des calcaires de même nature, qui prennent un développement considérable dans le Laverq et dans le Bachelard, se sont montrés jusqu'à présent dépourvus de fossiles.

En résumé, toute la partie orientale du département des Basses-Alpes située au sud de la vallée de l'Ubaye présente un développement très considérable du Crétacé supérieur. Même après les belles recherches de M. Fallot, l'étude approfondie de cette région est encore à faire: elle présentera certaines difficultés, étant données la grande monotonie des caractères lithologiques des différentes assises et leur pauvreté en restes organiques. Le faciès des différents étages est très uniforme sur toute leur étendue, et le passage d'un étage à l'autre se fait

très graduellement. Le dépôt a dû s'effectuer dans une mer très tranquille, à fond uniformément vaseux, assez loin du rivage.

Les mêmes conditions de sédimentation se retrouvent dans les Alpes-Maritimes, dans les environs de Veynes (Hautes-Alpes) et jusque dans le Dauphiné. Il est probable que toute cette bande, s'étendant des environs de Chambéry à la Méditerranée, formait, au moins à l'époque sénonienne, une zone uniformément profonde, à peu près parallèle à la direction générale des Alpes occidentales actuelles. Cette zone s'étendait évidemment plus loin vers le sud-ouest que ne peuvent le faire penser les affleurements actuels. Les couches qui s'y déposaient dans cette direction ont été presque toutes enlevées par l'érosion. Le lambeau de Thoard en représente un témoin isolé. Dans la montagne de Lure, les dépôts cénomaniens ont été seuls conservés et, si l'on s'approche de la vallée du Rhône, on constate des différences considérables dans le caractère des terrains crétacés supérieurs. Le faciès est le même que dans la Basse-Provence, et, de même que pour les terrains jurassiques, nous pouvons opposer un faciès rhodano-provençal au faciès dauphinois ou alpin.

Il est difficile de préciser jusqu'où s'étendait vers l'est la mer du Crétacé supérieur, les dépôts de cet âge faisant entièrement défaut dans la partie orientale du Dauphiné.

Dans les Alpes-Maritimes, le Crétacé supérieur offre des caractères tout à fait identiques avec ceux qu'il présente dans les Basses-Alpes. Il est d'autant plus remarquable de lui trouver sur la frontière italienne, dans les environs du col de la Maddalena ou de l'Argentière, un type tout différent. Les études de M. Portis (*l. c.*) ont montré qu'à l'Enchastraye et dans le vallon de Roburent, les calcaires lithoniques coralligènes étaient immédiatement recouverts par des calcaires à hippurites appartenant au Crétacé supérieur. Ils constitueraient un faciès littoral de ce terrain, dont la présence serait motivée par le voisinage du massif central cristallin de la quatrième zone alpine.

L'absence, en ce point, du Crétacé inférieur montre que le Crétacé supérieur se trouve en discordance transgressive par rapport à lui. Ce fait doit être rapproché de la transgression des couches de Gosau dans les Alpes orientales, et surtout de la discordance du Sénonien sur le Jurassique supérieur redressé signalée par Lory (49, p. 360, fig. 26) au col du Noyer, dans le Dévoluy. Dans la Basse-Provence, les travaux récents de M. Collot (1) ont bien mis en évidence l'existence, dans cette région, d'un mouvement antérieur au Néocomien et d'une transgression de plus en plus étendue des dépôts crétacés supérieurs. Je reviendrai plus bas sur ces points si importants pour la géologie alpine.

1. *Bull. Soc. géol.* 3^e sér. t. XIX, p. 85.

CHAPITRE IV

SÉRIE TERTIAIRE

Les terrains tertiaires jouent, dans la structure géologique de la région que j'ai étudiée, un rôle beaucoup moins considérable que les dépôts de la série secondaire. Ils ne forment que des lambeaux isolés, tandis que dans la « première zone alpine » de Lory, qui limite au nord-est et à l'est la zone des chaînes subalpines, les dépôts tertiaires supérieurs recouvrent de grandes surfaces. D'autre part, au sud-ouest de ma région, se trouve le vaste bassin tertiaire de Digne-Forcalquier, constitué uniquement par des dépôts miocènes.

J'étudierai successivement trois formations qui, si elles ne sont pas très fossilifères et si elles n'occupent pas de grande superficie, ne méritent pas moins d'attirer l'attention du géologue, puisque l'étude de leurs conditions de sédimentation permet de faire ressortir quelques faits du plus grand intérêt pour l'histoire géologique des Alpes. Ces trois formations sont la *Nummulitique*, la *Mollasse rouge* et la *Mollasse marine*. J'emploie ici le terme « Nummulitique », car il a l'avantage d'évoquer l'idée d'un faciès spécial, propre aux régions méditerranéennes, et de ne rien préjuger quant à l'âge exact des couches, cet âge étant souvent difficile à établir dans les Alpes occidentales. Les termes de « Mollasse rouge » et de « Mollasse marine » peuvent, sans inconvénient, être remplacés par ceux d'*Aquitainien* et d'*Helvétien*.

1° DÉPÔTS NUMMULITIQUES.

Le travail classique de MM. Hébert et Renevier sur la faune de Gap et des Diablerets, et la remarquable étude de Garnier et Tournouër (34) sur les terrains tertiaires des bassins de l'Asse et du Verdon (Basses-Alpes) ont fait faire un pas énorme à la classification des dépôts nummulitiques des Alpes occidentales. Le parallélisme avec la série du Vicentin et de Biarritz a pu être établi, au moins dans les grandes lignes, et la présence de plusieurs niveaux à nummulites est constatée avec certitude ; mais l'étude détaillée des dépôts éocènes et oligocènes des Basses-Alpes et des Hautes-Alpes est encore peu avancée.

Dans la région qui fait l'objet de ce mémoire, le « Nummulitique » se rencon-

tre uniquement aux environs de Faucon et de Gigors, formant un lambeau qui n'avait encore jamais été signalé et qui acquiert une certaine importance, puisque c'est le dernier vestige de terrain nummulitique vers l'ouest, dans toute la région des Alpes comprise entre les latitudes de Gap et de Digne.

Voici dans quelles conditions se rencontre ce lambeau. Si l'on remonte le torrent qui se jette dans le Grand Riou immédiatement en aval du village de Faucon et qui descend des montagnes de grès rouges aquitaniens, constituant le versant sud-est de la vallée, l'on remarque d'abord que son lit est creusé dans les marnes oxfordiennes. Un nodule calcaire m'a en effet fourni en ce point *Perisphinctes Bakeriae* d'Orb. Sur la rive droite du torrent, l'on observe une couche faisant corniche et inclinée fortement vers le nord-ouest, de telle sorte qu'elle se tient à peu près constamment à égale distance du fond du ravin. On peut la suivre depuis le village de Faucon jusqu'au haut de la montagne, à plus de 1600 mètres d'altitude, mais elle est difficilement accessible. Elle est constituée à la base par un banc de calcaire nummulitique de 2 à 3 mètres d'épaisseur. Ce calcaire est gris, assez marneux, fétide et rempli de nummulites, de *Pecten* indéterminables, de fragments de bryozoaires et de polypiers. J'ai pu dégager un assez bon exemplaire d'*Ostrea gigantea* Brander.

Le calcaire est recouvert par 7 à 8 mètres de grès noirs friables, très micacés, contenant des traces de charbon que l'on a autrefois essayé d'exploiter. Au-dessus vient un banc de grès gris-verdâtre à gros grains, recouvert par une puissante masse de poudingue à galets impressionnés, dont il sera question dans le prochain paragraphe.

La même bande de couches nummulitiques se continue sur le versant opposé de la montagne, sur le flanc escarpé de la roche Cline et, vers le nord, jusqu'à Gigors. Près de ce village, les calcaires nummulitiques atteignent au moins 100 mètres d'épaisseur ; ils sont gris, marneux, très schisteux. Je n'y ai rencontré que des *Pecten* indéterminables.

Le lambeau de Faucon et de Gigors est tout à fait isolé dans la région des chaînes subalpines. Ce n'est que plus au nord, dans le Dévoluy, que l'on rencontre des dépôts nummulitiques dans une situation analogue, derniers témoins vers l'ouest de la mer éogène alpine. Mais, immédiatement à la limite septentrionale et orientale de notre région, dès que l'on a pénétré dans la première zone alpine de Lory, l'on rencontre une bande presque continue de Nummulitique et de Flysch, s'étendant depuis le Champsaur jusque dans le bassin du Var.

Il est nécessaire d'examiner brièvement ici les conditions dans lesquelles se présentent quelques-uns de ces dépôts. Les couches classiques de Faudon, près de Gap, reposent immédiatement sur les marnes oxfordiennes que j'ai décrites plus haut ; le Flysch de l'Embrunais s'étend généralement en transgression sur les couches du même âge ou sur des calcaires tithoniques ; entre Saint-Vincent et le Lauzet, la superposition des calcaires à nummulites aux marnes aptiennes est bien visible sur les bords de l'Ubaye ; au col Bas, près de Seyne, cette superposition se fait sur le Néocomien. Plus au sud, l'on voit les conglomérats de la base du Nummulitique reposer, à partir du pic de l'Aiguillette, en transgres-

sion et en discordance angulaire sur des couches de plus en plus récentes : d'abord sur le Barrémien, puis sur les marnes aptiennes, sur le Cénomaniens et enfin sur les dalles calcaires à inocérames du Sénonien. Ces faits ont été reconnus pour la première fois par M. Goret (43, p. 581) et vérifiés récemment par M. Kilian (55). M. Goret (39) cite quelques fossiles de l'Aiguillette.

Le bassin de réception de la Bléone et de ses premiers affluents est limité à l'est par une crête constituée par du Nummulitique, depuis le col des Têtes jusqu'au Serre-Long. Aux Mées de l'Estrop, M. Kilian et moi avons pu constater en 1888 la superposition de calcaires gris à nummulites aux calcaires sénoniens. Le sommet de la crête, et notamment le massif imposant des Trois-Évêchés est formé par les grès d'Annot. A partir du Serre-Long, si l'on se dirige vers le sud, le Nummulitique a disparu de la crête et est limité au versant oriental. Les montagnes entourant la vallée du Verdon sont, pour la plupart, coiffées d'une calotte de Nummulitique, témoins d'un ancien recouvrement général¹. L'un de ces témoins, affaissé celui-là le long d'une faille, est le lambeau bien connu de Tartonne et de Clumanc, si bien étudié par Garnier et Tournouër. Il repose sur les marnes aptiennes. Vers le nord-est, l'on rencontre ensuite les grandes masses de Nummulitique et de Flysch de l'Embrunais, de la Haute-Ubaye et du Mont Pelat.

Il ressort de cet aperçu rapide que les terrains éogènes formaient encore à une époque très récente, dans la région confinante à l'est à la nôtre, un manteau continu, recouvrant en discordance des couches antérieurement disloquées et dénudées. Ce n'est sans doute qu'à l'époque quaternaire que les différents lambeaux ont été isolés les uns des autres, et il est très vraisemblable d'admettre que les dépôts s'étendaient un peu plus loin vers l'ouest, ainsi que l'atteste le lambeau de Faucon-Gigors, qui n'est séparé des affleurements du col Bas, près Seyne, que par une distance à vol d'oiseau de 20 kilomètres environ, et qui communiquait sans doute directement avec les dépôts de l'est.

Si l'unité du bassin dans lequel se déposait la mer nummulitique est bien établie, il n'en est pas de même de la continuité des différentes couches. La constance des horizons n'est nullement constatée et il est probable que la sédimentation était loin de se faire d'une manière uniforme dans les différentes parties du bassin. C'est vers le sud, aux environs de Barrême et de Saint-André, que la série nummulitique est la plus complète ; aussi est-ce là que Garnier et Tournouër ont pu relever des successions d'une importance fondamentale pour le parallélisme des couches éogènes de la région méditerranéenne. Le Tongrien lui-même est représenté ici par des dépôts à mollusques marins ou tout au moins saumâtres. Il n'en est plus de même dans le nord de la région : aux environs de Gap, les célèbres couches à *Cerithium Diaboli* et à *Natica vapincana*

¹ Dans les environs de Colmars et d'Allos, le Nummulitique repose le plus souvent sur les calcaires à inocérames sénoniens ; mais, en d'autres points, il repose sur le Cénomaniens ou sur l'Aptien, ainsi que M. Kilian et moi avons pu nous en assurer en septembre 1888.

appartiennent nettement à l'Eocène et sont recouvertes immédiatement par la masse énorme du Flysch.

Pour le moment, nous manquons encore absolument de données sur l'attribution, à tel ou tel niveau, des couches nummulitiques de toute la région intermédiaire, c'est-à-dire des environs du Lauzet, de Barcelonnette, de Seyne, d'Allos et de Colmars, les matériaux recueillis jusqu'à ce jour par M. Kilian et moi, et par nos devanciers étant encore insuffisants. Le gisement du Lauzanier, situé sur les confins des Basses-Alpes, des Alpes-Maritimes et du Piémont, a seul pu être déterminé par Tournouër comme appartenant au niveau des *Nummulites striata* et *Ramondi*, et c'est à peu près à ce niveau qu'il faut rapporter l'affleurement du pic de l'Aiguillette, où M. Kilian a recueilli des operculines et *Serpula spirulæa*.

En revanche, les grès d'Annot sont très constants, et leur développement dans toute cette région est très considérable. Leur formation a prélué à celle du Flysch, qui marque une ère toute particulière dans l'histoire géologique des Alpes.

L'âge d'une masse donnée de Flysch n'est pas toujours facile à établir d'une manière certaine. Les observations de Garnier et de Tournouër sur les dépôts éogènes de la vallée de l'Asse fournissent une excellente base aux assimilations. Aux environs de Barrême, le Flysch est nettement intercalé entre des équivalents des couches de Biarritz et des couches saumâtres franchement tongriennes : il correspond donc ici au Gypse de Paris, c'est-à-dire à l'Eocène supérieur (Ligurien), et probablement à la base de l'Oligocène, à l'Infrà-tongrien. Mais ce Flysch de Castellane, de Clumanc et de Barrême n'est pas un Flysch bien caractérisé, et il est réduit à une épaisseur d'environ 150 mètres ; on ne peut donc guère songer à le considérer comme l'équivalent de la masse énorme du Flysch des Hautes-Alpes et de l'Ubaye, désignée par Lory sous le nom de grès de l'Embrunais.

Les travaux de M. Hollande¹ dans les chaînes subalpines des environs de Chambéry ont montré que, dans cette région, l'on pouvait distinguer deux Flyschs distincts, un Flysch éocène, supérieur au 3^e niveau à nummulites et recouvert par les grès mouchetés, et un Flysch oligocène, séparé du premier par des couches franchement tongriennes. Les deux formations sont très puissantes et caractérisées par la présence de fucoïdes et d'écailles de poissons. Le Flysch oligocène est recouvert aux environs de Chambéry par des marnes rouges à *Helix Ramondi*, qui forment la base de l'Aquitaniens. Dans les Préalpes du Chablais², le Flysch passe également à sa partie supérieure à des couches que leurs végétaux ont fait ranger dans l'étage aquitaniens.

Bien que, dans tous les cas où le Flysch n'est pas recouvert par des dépôts

¹ Hollande, Etude sur les dislocations des montagnes calcaires de la Savoie. 2^e part. Bull. Soc. hist. nat. de Savoie, t. III, p. 105-153.

² E. Favre et H. Schardt, Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais, Mat. Carte géol. Suisse, XXII, p. 504, 507.

plus récents, il soit impossible de déterminer, pour un point donné, à quel moment précis a pris fin la sédimentation des grès schisteux, caractéristiques du faciès, l'on peut, à bon droit, paralléliser les grandes masses d'au moins mille mètres d'épaisseur des chaînes alpines avec l'Eocène supérieur et avec tout le Tongrien, quitte à rechercher au milieu de ces masses des intercalations de calcaires nummulitiques, qui permettraient, comme on a pu le faire en Savoie, d'établir la part qui revient à chacun des deux étages.

Si l'on tient compte de l'épaisseur énorme du Flysch dans l'Embrunais et dans l'Ubaye, son absence complète dans les chaînes subalpines des Hautes et des Basses-Alpes est d'autant plus frappante. Ceci nous ramène à notre point de départ, au lambeau nummulitique de Faucon et de Gigors, où cette absence mérite d'être examinée de plus près.

Nous avons vu que les calcaires marneux nummulitiques sont recouverts par des couches à charbon associées à des grès à gros grain, de peu d'épaisseur, supportant eux-mêmes un poudingue à galets impressionnés qui forme la base de la Mollasse rouge, c'est-à-dire de l'Aquitainien. Les calcaires nummulitiques contiennent comme seule espèce déterminable *Ostrea gigantea* Brand., forme qui caractérise plutôt les dépôts nummulitiques supérieurs. Bayan l'a signalée au Monte delle Cariole, dans le Vicentin, à la base de l'Oligocène, et à Tartonne, dans les couches immédiatement inférieures au Flysch; Tournouër a constaté sa présence au-dessus du Flysch de Barrême et de Castellane, dans une position analogue à celle qu'elle occupe d'après Pareto à Cascinelle en Ligurie¹. Sans vouloir attribuer une trop grande importance à la présence d'une huître, je crois qu'il est bien plus rationnel de rattacher les calcaires nummulitiques de Faucon à l'Eocène tout à fait supérieur ou même à l'Oligocène inférieur, que de les paralléliser avec les couches de Gap et des Diablerets.

Dans ces conditions, les couches à charbon et les grès inférieurs au poudingue représenteraient les équivalents très réduits du Flysch tongrien, ils se seraient déposés sur une lagune littorale, voire même sur la terre ferme.

Le commencement de l'époque aquitainienne est marqué alors par un changement complet de régime.

2^o MOLLASSE ROUGE

L'ensemble des couches que je réunis sous le nom de Mollasse rouge, qui ne préjuge rien quant à leur âge précis, a été complètement méconnu par tous les auteurs qui ont parcouru les Basses-Alpes. Pareto, Garnier, M. Goret n'en font pas mention; Scipion Gras range une partie des dépôts qui constituent la Mollasse rouge dans sa « Mollasse d'eau douce supérieure » (7, p. 163), une autre partie dans le Trias; Dieulafait, en décrivant les environs de Saint-Geniez, les

¹ En Savoie, enfin, elle est également oligocène et supérieure au Flysch éocène. Hollande, *loc. cit.*, p. 136.

confond également avec le Trias; M. Kilian, enfin, est tombé dans la même erreur et décrit comme Trias des marnes multicolores et des grès, qui sont nettement postérieurs au Crétacé. La ressemblance des grès rouges d'Esclangon, d'Esparron et de Faucon avec le Grès Bigarré des Vosges est en effet telle que leurs caractères lithologiques m'auraient certainement amené moi aussi à les ranger dans le Trias, si je n'avais pu établir d'une manière très nette leur superposition aux calcaires nummulitiques à Faucon et le passage insensible de leurs couches supérieures à la Mollasse helvétique de Tanaron.

Je décrirai isolément les divers affleurements de la Mollasse rouge, leurs caractères étant assez variables et l'intérêt qui s'attache à cette formation peu connue étant assez considérable pour justifier une étude détaillée de chaque gisement.

Esclangon, Tanaron. — Si l'on suit le chemin de Digne à Barles, en remontant le cours du Bès, l'on quitte au moulin de Tanaron les couches du Lias, dans lesquelles le chemin s'était maintenu constamment, et bientôt l'on pénètre dans les dépôts tertiaires entamés profondément par le torrent et ses affluents. L'on traverse un affleurement d'Helvétien fossilifère, connu depuis longtemps, et flanqué de trois côtés de couches qu'il importe de décrire ici. Elles forment une bande continue en fer à cheval, que le Bès coupe deux fois. Le chemin qui mène à Esclangon les entaille, et le torrent d'Aigue-Belle y a creusé son lit. Ce sont ici des grès rouge-vif, ressemblant à s'y méprendre au Grès Bigarré, des argilolithes de même couleur, alternant avec des bancs de grès gris à gros grains et de poudingues formés d'éléments calcaires. Les couches plongent vers l'ouest sous un angle voisin de la verticale, elles se relèvent vers l'est et butent par faille contre le Trias supérieur, qui forme le socle du chaînon du Blayoul. A partir d'Esclangon, les couches plongent vers le sud; au hameau de la Pare, l'on peut observer leur superposition aux couches de Berrias. La série de la Mollasse rouge débute en ce point par une brèche formée de gros blocs de Jurassique supérieur. L'on peut suivre la Mollasse rouge jusque dans le haut du ravin du Château, à plus de 1200 m. d'altitude. Au N.O. d'Esclangon, ses couches sont coupées à angle droit par le Bès; elles plongent visiblement sous la Mollasse helvétique; sur la rive droite elles sont presque verticales et se continuent, avec une direction sensiblement O.N.O.-E.S.E., jusqu'à la crête qui sépare la vallée du Bès de celle de Lambert, s'appuyant au nord sur les calcaires du Jurassique supérieur.

Si nous reprenons les grès rouges d'Esclangon du sud de l'affleurement d'Helvétien, sur la rive droite du Bès, nous les voyons peu à peu plonger vers le S.O.; ils ne sont plus recouverts par la Mollasse marine, mais reposent au contraire sur ce terrain par suite d'un renversement, de sorte que Scipion Gras les avait confondus avec sa Mollasse d'eau douce supérieure (7, p. 163). L'affleurement helvétien de Tanaron doit être considéré comme un synclinal déjeté vers le nord, de sorte que sur le flanc sud nous rencontrons la succession inverse des couches, c'est-à-dire l'Helvétien, l'Aquitainien et son substratum jurassique. Ce dernier

n'est représenté que par des lambeaux, dont l'un est constitué par des couches verticales de calcaires, contre lesquels est bâti le village de Tanaron, tandis que l'autre est réduit à une calotte, reposant horizontalement sur les couches tertiaires et parfaitement isolée sur un monticule dont elle forme le sommet.

La série des couches aquitaniennes débute par des conglomérats à très gros éléments mal arrondis, arrachés aux calcaires jurassiques primitivement sous-jacents. Au-dessus, viennent des argiles lie-de-vin plus ou moins durcies et des marnes jaunes alternant avec des bancs de poudingues, dont un des principaux se trouve au voisinage de la base de l'Helvétien, qui est également très riche en poudingues.

On voit donc que le caractère lithologique sur le flanc méridional de l'anticlinal est sensiblement différent de ce qu'il était sur le flanc septentrional et à l'est du Bès, mais il est facile de voir la continuité des couches sur les deux rives du torrent, de sorte que les argiles lie de vin et les poudingues doivent être considérés comme une modification latérale des grès rouges d'Esclangon. Si l'on se dirige plus loin vers l'ouest, l'on voit de nouveau le faciès des grès devenir prédominant.

Ainac. — La bande helvétique de Tanaron s'arrête vers l'ouest au torrent de Lambert; elle est coupée par une faille qui la met en contact avec l'Aquitaniennien du côté opposé de la vallée. Au col qui mène d'Ainac à Auribeau, l'Helvétien affleure de nouveau et forme le fond d'un synclinal, dont les flancs sont constitués par de l'Aquitaniennien et qui est pincé entre deux failles. Là aussi la Mollasse rouge présente les deux faciès que nous avons reconnus à Tanaron : grès rouges, au sud du synclinal; argiles roses ou lie de vin alternant avec des bancs de grès calcaires blancs ou jaunes et de poudingues, au nord du synclinal. C'est sur ces dernières couches qu'est bâti le village d'Ainac; elles sont fortement ravinées et constituent un sol très peu stable, d'autant plus qu'elles reposent sur les marnes oxfordiennes. Elles peuvent être suivies vers l'ouest, où M. Kilian en a reconnu la présence près d'Auribeau et de Mélan.

Clue de Barles, Baran, Feissal. — Au nord du synclinal de Tanaron, se voient plusieurs petits lambeaux de grès rouges qui reposent en discordance sur le Néocomien, comme les grès de la bande d'Esclangon. Ils devaient être réunis primitivement et se trouver en continuité avec ces derniers, entourant ainsi la boutonnière oxfordienne du Péouvé, qui formait peut-être déjà un îlot à l'époque aquitaniennienne. Plus à l'ouest, sur la rive droite du Bès, le Jurassique supérieur, en couches verticales dirigées de l'ouest à l'est, est flanqué de grès rouges fortement disloqués que l'on peut suivre jusqu'au col impraticable qui sépare la vallée du Bès du haut de celle de Lambert. En se plaçant un peu au-dessus du col qui mène de ce village à Feissal, on voit à l'est la coupe ci-dessous.

Les grès rouges aquitaniens reposent en discordance angulaire sur le Néocomien, ils sont disposés en V, tandis que les couches néocomiennes sont presque verticales.

A Feissal, dans la haute vallée du Vanson, au milieu d'une cuvette de Néocomien, se trouve un lambeau discordant de grès rouges bien stratifiés, alternant avec des couches marneuses.

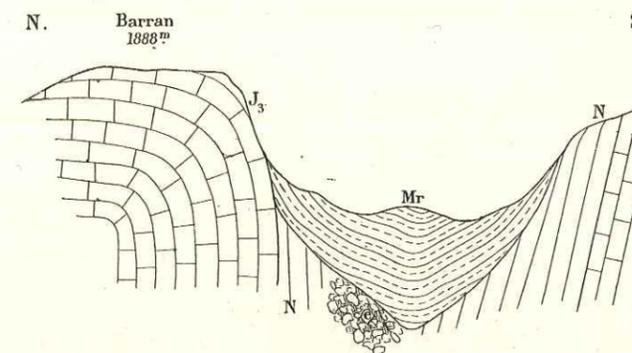


Fig. 11.

Vue du col entre Feissal et le Péouvé.

J₃. Jurassique supérieur. — N. Néocomien. — Mr. Mollasse rouge aquitaniennienne. — e. Eboulis.

Le chemin qui mène de Feissal aux pâturages de Clapouse passe à côté de nouveaux témoins de grès aquitaniens, reposant cette fois-ci sur des calcaires tithoniques. Ils nous conduisent tout naturellement au grand lambeau d'Esparron, qui occupe tout le vallon qui descend de la Coste-Belle pour déboucher dans la vallée de la Sasse.

Esparron. — Les grès oligocènes d'Esparron étaient connus déjà de Scipion Gras (7, p. 43), qui en faisait du Lias modifié. Dieulafait les rangeait dans le Trias, et plus récemment, M. Kilian les a classés également dans ce terrain (48, p. 53). Ayant observé leur superposition au calcaire de Berrias et me basant sur leur analogie avec les grès de Faucon, je n'hésitai pas, dès mes premières courses dans la région, en 1888, à les ranger dans le Tertiaire. Depuis je retournai à Esparron avec M. Kilian, et il me fut facile de rallier mon ami à ma manière de voir. Nous reconnûmes que les grès d'Esparron ne sont pas séparés des couches aptiennes de la Casse par une faille, mais qu'ils reposaient en concordance apparente sur ces couches.

Sur le chemin qui mène de Bédouin à Esparron, à gauche de la cascade, l'on observe la succession suivante :

- f. Grès rouges avec des grès verdâtres.
- e. Argiles rouges.
- d. Calcaires bréchoïdes à éléments fins.
- c. Calcaires marneux rouges.

b. Calcaires bréchoïdes gris à gros éléments.

a. Calcaires de Berrias.

Le passage des calcaires de Berrias aux calcaires bréchoïdes de la base de la série tertiaire est insensible. Ces couches forment la base d'un puissant système de grès rouges en gros bancs très résistants, très semblables au Grès Bigarré des Vosges et plus particulièrement aux couches de passage au Grès Vosgien (« Zwischenschichten » Benecke). Ces grès compactes alternent avec des bancs schisteux très micacés et avec des argiles plus ou moins durcies d'un rouge vif. Certains bancs de grès présentent des ripplemarks.

La ressemblance avec le Grès bigarré des Vosges est encore augmentée par le caractère du paysage, qui est, lui aussi, tout à fait vosgien. En effet, la montagne qui sépare le vallon d'Esparron de celui de Reynier est couverte d'une belle forêt d'épicéas, que l'on ne s'attend pas à rencontrer dans ce coin des Alpes. L'eau abondante qui coule en toute saison dans le torrent établit un contraste de plus avec les régions avoisinantes, si desséchées en été.

L'îlot oligocène d'Esparron s'étend sur 8 km. de long et 2 km. de large, sur toute la longueur du vallon et forme un synclinal dont l'axe est dirigé N.O.-S.E. A l'est d'Esparron, les grès rouges butent par faille contre les rochers du Jurassique supérieur qui dominent le vallon. Plus à l'est, le Trias supérieur paraît être refoulé sur les couches aquitaniennes. Partout ailleurs, sur le pourtour de l'îlot, l'on peut observer la superposition sur des couches plus anciennes. Au centre de l'affleurement, cette superposition se fait sur les marnes aptiennes de la Casse. Si de ce point on se dirige soit vers le N. O. soit vers le S. E., l'on voit la superposition se faire sur des couches de plus en plus anciennes, depuis l'Aptien jusqu'au Tithonique. La discordance sur ces différentes assises est donc manifeste (pl. IV, fig. 4).

Faucon, le Caire. — J'ai donné plus haut une coupe prise à Faucon, qui permet de se rendre compte des rapports qui existent entre le Nummulitique et les couches oligocènes. J'ai considéré les grès noirs à charbon comme l'équivalent du Flysch. La série aquitanienne débute à Faucon par un poudingue à galets impressionnés de provenance alpine (serpentes, quartzites triasiques) qui atteint environ 15^m de puissance. Au-dessus viennent des grès rouges en gros bancs, identiques avec ceux de ceux d'Esclangon et d'Esparron, alternant avec des couches d'argiles durcies rouge-vif et avec des grès gris à gros grains analogues à ceux de la Mollasse marine.

Ces grès rouges s'étendent au N. E. de Faucon jusque vers Gigors ; ils forment le sol du bois de l'Hubac et atteignent à la Roche-Cline l'altitude de 1720^m. Les abrupts inaccessibles des Plants et de la Tête de la Plaine, faisant face à Turriers, sont également constitués par les grès rouges oligocènes, ainsi qu'on peut s'en assurer en les regardant du sud sous un jour favorable. La base des abrupts paraît constituée par des calcaires nummulitiques reposant sur les marnes oxfordiennes.

La même succession s'observe au pied d'un lambeau isolé de grès oligocènes,

situé entre la Roche-Cline et le col qui mène de Turriers à la Cassine. Ici encore les poudingues à éléments alpins de la base se voient très bien.

Les affleurements que nous venons de décrire sont séparés d'un grand lambeau d'Aquitaniens, situé vers le S. O., par une faille dirigée N.O.-S.E, qui amène à la surface le substratum oxfordien du Nummulitique. Comme à Esparron, toute la surface occupée par les grès est couverte de belles forêts.

A la Cassine et dans un vallon au N. E. du Caire, l'on peut observer la superposition des grès aquitaniens, non plus au Nummulitique, mais directement aux marnes callovo-oxfordiennes.

Sur la rive droite du Grand-Riou, l'on observe encore quelques lambeaux de grès rouges plaqués contre le Trias. M. Kilian les a considérés comme un terme de ce terrain. Dans la coupe qu'il donne du Trias en amont du Caire les couches 5 et 6 sont nos grès oligocènes.

Entre le Caire et la Durance. — Plusieurs lambeaux de grès rouges conservés sur la lèvre méridionale d'une faille permettent de suivre l'Aquitaniens jusqu'à la Durance. Le premier de ces lambeaux, situé dans le vallon de la Combe, repose sur le Tithonique. Ceux du Laux et du Rousset reposent sur les marnes oxfordiennes. Le dernier de ces affleurements a été cité par Scipion Gras comme Lias modifié.

Environs de Saint-Geniez. — Tous les affleurements que nous venons de décrire sont situés dans une même zone de dislocation ; ils se trouvent sur le bord sud-ouest d'une grande faille inverse, d'une véritable surface de refoulement s'étendant de Tanaron jusqu'aux environs de Turriers ; ils formaient certainement autrefois une nappe continue, peut-être recouverte partiellement par l'Helvétien et réduite par les agents atmosphériques en un certain nombre de lambeaux. Il est impossible de fixer exactement la limite orientale des dépôts aquitaniens, mais il est probable qu'ils ne s'étendaient pas très loin à l'est de leurs affleurements actuels.

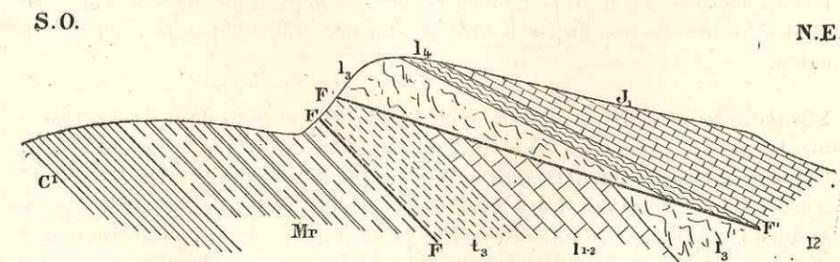


Fig. 12.

Coupe des Traverses, à l'est de Saint-Geniez.

I₂ Marnes irisées avec gypse. — I₄ Infralias. — I₂ Lias inférieur. — I₃ Lias moyen. — I₄ Lias supérieur. — J₁ Bajocien et Bathonien. — C' Néocomien. — Mr Mollasse rouge aquitanienne. — F, F' Failles.

Vers l'ouest, l'on trouve, par contre, d'autres lambeaux, dans une zone plus externe des Alpes, qui étaient certainement en continuité avec les précédents, ce sont ceux des environs de Saint-Geniez et de la basse vallée du Vanson : ceux-ci décrits avec raison par M. Kilian comme terrains tertiaires inférieurs à l'Helvétien, ceux-là confondus par cet auteur avec le Trias.

Sur la route de Saint-Geniez à Authon, au quartier des Traverses, on peut relever la coupe ci-dessus (fig. 12).

On voit que le Trias et le Lias sont refoulés sur les argiles tertiaires. M. Kilian, qui n'avait pas eu l'occasion d'observer les failles inverses dans la région qui avait fait l'objet de ses études, avait considéré la superposition des gypses du Trias aux argiles bigarrées comme normale et avait réuni les deux formations, plaçant la faille plus au S. O., entre les argiles bigarrées et le Néocomien. On voit par notre coupe que les dépôts tertiaires reposent sans discordance angulaire apparente sur les calcaires du Néocomien moyen à *Crioceras Duvali*. Ils débutent par des calcaires bréchoïdes rougeâtres et se composent d'argiles et de marnes grumelleuses rouges et violacées alternant avec des grès rouges micacés et avec des marno-calcaires blancs en gros nodules.

La succession exacte de ces diverses couches est donnée par M. Kilian (*loc. cit.* p. 53, nos 1-9, excl. 10), qui cite quelques gastéropodes indéterminables dans les argiles bigarrées des Traverses.

La faille inverse, au pied de laquelle est conservé l'Oligocène des Traverses, peut être suivie vers le N. O. au pied du Trénom. Elle est accompagnée, jusqu'à la ferme de la Pène, de grès rouges avec poudingues analogues à ceux d'Esparron. Là aussi, ces grès reposent sur le Néocomien ; par contre, si l'on suit les argiles bigarrées des Traverses vers le sud, on constate qu'elles reposent en transgression sur des couches de plus en plus anciennes : Valanginien, Berriasien, Tithonique et enfin sur les couches à *Oppelia tenuilobata*, près du Clos de Viéris. Ici elles disparaissent sous l'Helvétien.

En descendant le cours du Vanson, l'on voit en aval d'Abros et en amont du pont de la reine Jeanne, des couches inférieures à l'Helvétien, que M. Kilian a fort bien décrites (48, p. 317). Ce sont encore des marnes lie de vin, alternant avec des cordons de poudingue à ciment calcaire. Elles reposent sur le Céno-manien.

Montmaur. — Dans le but de poursuivre vers le nord-ouest les représentants des grès d'Esparron et des argiles bigarrées qui les accompagnent, j'ai fait quelques courses aux environs de Veynes, en dehors des limites de la carte qui accompagne ce travail. Lory avait décrit déjà dans sa « Description géologique du Dauphiné » la *formation lacustre* de Montmaur. Les indications très sommaires qu'il donnait m'avaient porté à croire que ces couches étaient du même âge que les dépôts aquitaniens des Basses-Alpes, quoiqu'elles se trouvent décrites comme éocènes dans l'ouvrage de Lory.

Je ne reproduirai pas ici la coupe donnée par M. Fallot (40, p. 77), de Veynes

à Montmaur ; je n'en ai d'ailleurs étudié que la partie supérieure, c'est-à-dire les couches postérieures au Sénonien.

Au-dessus des calcaires silicieux à *Ostrea vesicularis*, l'on observe en concordance la succession suivante :

- Grès gris violacé alternant avec des argilolithes ;
- Arkose violette ;
- Argilolithes rouges, violacées ;
- Conglomérat à ciment rouge, constitué par des roches crétaées mal roulées ;
- Argiles rouges (50 cm) ;
- Calcaire silicieux à *O. vesicularis*.

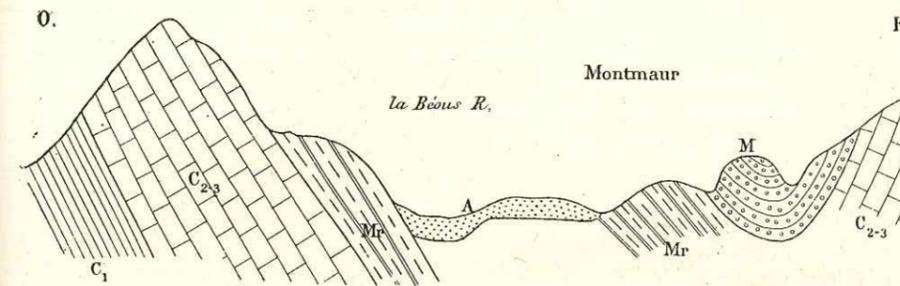


Fig. 13.

Coupe de la vallée de la Bèous, un peu au-dessus de Montmaur. 1/40 000.
C1. Céno-manien. — C2-3. Turonien et Sénonien. — Mr. Aquitaniens. — M. Conglomérats miocènes. — A. Alluvions.

Les couches supérieures de la série plongent sous les alluvions. Les arkoses et les argilolithes violacées présentant une ressemblance frappante avec les roches du même nom du Permien, on est en droit d'en conclure qu'elles se sont déposées dans des conditions analogues.

Plus au nord, vers Oriol, les couches supérieures de la série, qui étaient cachées par les alluvions de la Bèous, font leur apparition. Ce sont des grès rouges feldspathiques, absolument identiques à ceux d'Esparron. On les retrouve au N.-E de Montmaur, où ils plongent vers le S. E. et sont recouverts par des grès brun jaunâtre, à empreintes végétales indéterminables.

Sur les bords du torrent du Rif, l'on voit les couches précédentes recouvertes par une nagelfluë que Lory décrit dans les termes suivants (15, p. 26).

« Le nagelfluë de Montmaur se compose de cailloux parfaitement arrondis, mêlés de sables et de graviers fins, fortement cimentés par du calcaire et formant des couches assez nettes, où les cailloux sont généralement triés d'après leur grosseur ; des lits composés presque entièrement de sables fins alternant avec des lits de graviers et d'autres de gros cailloux. Les plus gros cailloux et les plus abondants sont des roches appartenant aux divers terrains des Hautes-

Alpes, jusqu'au terrain nummulitique inclusivement; mais parmi les petits cailloux, il y a, comme dans le nagelflue de Proveysieux, des jaspes rouges et verts, des porphyres quartzifères, étrangers aux Alpes et venant probablement des montagnes plus anciennes de la rive droite du Rhône. Je n'ai point aperçu de fossiles dans ces poudingues, cependant je suppose qu'ils appartiennent à l'étage de la mollasse. Leur couches forment un pli concave très prononcé; à l'O. elles s'appuient, sans différence bien sensible d'inclinaison, sur le terrain des argiles et des sables bigarrés; à l'E. elles reposent immédiatement sur les calcaires silicieux de la craie. Cette superposition montre que le nagelflue de Montmaur est un terrain distinct et indépendant de celui des argiles et sables bigarrés; la même indépendance existe, comme on le sait, entre la mollasse et ce dernier terrain, dans le département de la Drôme.»

Je puis confirmer en tous points ces observations du regretté professeur de Grenoble. La coupe ci-contre montre l'indépendance des argiles de Montmaur de la nagelflue qui lui est superposée.

J'ai pu constater la même indépendance sur la rive gauche du Buech, au S. E. de Furmeyer. A 2 km. de ce village, sur la montagne qui le sépare du vallon de Lachau, j'ai vu des argiles bigarrées reposant sur les marnes aptiennes, tandis que dans le fond du même vallon, un peu plus à l'est, des poudingues analogues à ceux de Montmaur reposent directement sur le Cénomaniens. Il en est de même à Châtillon-le-Désert, où les poudingues miocènes prennent un développement considérable.

Les argiles bigarrées et les grès rouges de Montmaur me semblent être la continuation directe des grès et des argiles oligocènes d'Esparron, de Faucon et du Rousset. Je n'ai pas pu malheureusement visiter encore les environs de Barcillonnette, mais la faille qui sépare les affleurements tertiaires de Châtillon-le-Désert du massif jurassique de Ceûze paraît être la continuation directe de celle de Faucon, de Rousset et de Plan de Vitrolles.

Les raisons invoquées par Lory ne sont pas de nature à me faire accepter l'attribution de la Mollasse rouge de Montmaur à l'Eocène; je ne puis non plus me ranger à l'avis de M. Fallot, qui classe dans le Danien les argiles inférieures au conglomérat à éléments crétacés.

Continuité primitive des lambeaux de Mollasse rouge. — Maintenant que nous avons décrit les différents lambeaux de Mollasse rouge de notre région, nous pouvons examiner les conditions dans lesquelles s'est effectué leur dépôt.

Tout d'abord, nous pouvons établir comme très probable leur continuité primitive, détruite seulement par l'action ultérieure des agents atmosphériques. En effet, la Mollasse rouge est le plus souvent conservée à la faveur de failles, du côté de la lèvre affaissée; et quand ces failles sont inversées, jusqu'à se transformer en surfaces de refoulement, on conçoit qu'elles ont d'autant mieux préservé la partie recouverte. D'autres lambeaux, plus rares, sont conservés dans des synclinaux. D'autres, enfin, sont si rapprochés que leur continuité à une époque très récente ne présente aucun doute.

Il est donc au moins très probable que toute la région s'étendant de Tanaron vers le N.O. jusqu'à la Durance était recouverte autrefois par un manteau uniforme de Mollasse rouge. Il est impossible de préciser jusqu'où ce manteau s'étendait vers le N.E.; sa continuité vers le S.O. avec les lambeaux de Saint-Geniez est très probable, sans être absolument démontrée.

Superposition discordante de la Mollasse rouge aux dépôts plus anciens. — La Mollasse rouge repose indifféremment sur les couches les plus diverses. A Tanaron, elle s'est déposée sur les calcaires du Jurassique supérieur, qui, par suite d'un renversement, se trouvent la recouvrir. A peu de distance au N.E., à la Pare près Esparron, elle repose sur les couches de Berrias, et au pied méridional du Baran (v. fig. 11), on observe nettement sa discordance angulaire avec le Néocomien. A Feissal, la superposition se fait sur le Barrémien et sur l'Aptien; tandis que, sur la montagne des Monges ou de Coste-Belle, c'est de nouveau sur le Jurassique supérieur que reposent les petits lambeaux de Mollasse rouge. Mais les faits les plus remarquables s'observent entre ce point et Esparron. Tandis qu'au nord et à l'est les grès d'Esparron s'appuient sur les couches de Berrias et sur le Jurassique supérieur, on les voit reposer en concordance sur l'Aptien supérieur dans la falaise qui sépare Esparron de Reynier et cela sur une longueur de plus de 3 kilom. Mais si de cette partie médiane de l'affleurement l'on se dirige soit vers le S.E., soit vers le N.O., l'on observe une discordance angulaire manifeste (pl. IV, fig. 1). Les grès rouges viennent s'appuyer successivement sur l'Aptien inférieur, sur le Barrémien, sur le Néocomien moyen, sur le Néocomien inférieur, sur les couches de Berrias et, enfin, sur les calcaires du Jurassique supérieur. Une discordance analogue se voit au pied du Trénom, près de Saint-Geniez, bien que dans des proportions moindres. Dans le petit bassin néocomien de la Pène, étudié par M. Kilian, les grès rouges aquitaniens reposent au centre sur le Néocomien; sur les bords, c'est-à-dire vers le N.O. et vers le S.E., ils s'appuient sur le Néocomien inférieur, puis sur les couches de Berrias. A l'est de Saint-Geniez, aux Traverses, ils recouvrent successivement toutes les couches qui s'étendent du Néocomien moyen au Kimméridgien. Aux environs du Caire, de Faucon et de Gigors, la Mollasse rouge repose toujours sur les marnes oxfordiennes, soit directement, soit avec intercalation de Nummulitique. Entre le Caire et la Durance, c'est encore sur les mêmes couches que se fait la superposition.

Enfin, nous avons vu plus haut qu'à Furmeyer les argiles bigarrées, que nous avons assimilées à celles de Saint-Geniez et de Tanaron, reposent sur les marnes aptiennes, tandis qu'à Montmaur elles reposent sur le Sénonien.

Dislocations anté-aquitaniennes. — De tous ces faits, il résulte avec la plus grande évidence qu'antérieurement au dépôt de la Mollasse rouge, les couches secondaires de la région qui nous occupe avaient subi des dislocations assez considérables. Mais il est permis d'aller plus loin et de chercher à se rendre compte de la nature de ces dislocations.

Si l'on réunit par des lignes, d'une part les points sur lesquels la superposition de la Mollasse rouge se fait sur les couches les plus anciennes, de l'autre ceux sur lesquelles elle se fait sur les couches les plus récentes, l'on obtient des parallèles correspondant approximativement aux axes de plissements antérieurs au dépôt de la Mollasse rouge. Ainsi, une ligne, allant de la Coste-Belle au Clot de Viéris, au S. E. de Saint-Geniez, représentera l'axe d'un anticlinal, le long duquel les eaux aquitaniennes ont trouvé un fond constitué par les calcaires du Jurassique supérieur. Une ligne allant d'Esparron à la Pène, au nord de Saint-Geniez, correspondra, par contre, à l'axe d'un synclinal, le long duquel le fond était constitué par le Néocomien ou par l'Aptien. La direction de ces deux axes est approximativement E.N.E.-O.S.O. Au S. E. de l'axe de l'anticlinal, nous voyons les traces d'un deuxième synclinal qui passait par Feissal, où la Mollasse rouge repose sur l'Aptien et le Barrémien. Plus loin, vers le S.E., les couches se relevaient de nouveau, la superposition se faisant à Tanaron sur le Jurassique supérieur. De même au N.O. du synclinal d'Esparron, les couches se relevaient graduellement jusqu'à Faucon, pour s'abaisser de nouveau de l'autre côté de la Durance. Il est impossible, pour le moment, d'indiquer avec certitude la direction de plis anté-aquitaniens autres que le synclinal d'Esparron-la Pène et l'anticlinal Coste-Belle-Clot de Viéris, mais l'importance de ces deux dislocations est très grande, ainsi que nous le verrons plus loin dans le chapitre relatif à l'orogénie de notre région.

Conditions de dépôt. — Malgré la grande diversité dans la nature du fond sur lequel les eaux aquitaniennes vinrent déposer la Mollasse rouge, leurs dépôts présentent une uniformité remarquable. Les couches les plus inférieures varient seules selon la nature du substratum. Quand celui-ci est calcaire, la série débute par des brèches, quand il est marneux, les premières couches sont d'ordinaire marneuses. Mais cette différence est loin d'être absolue. Les éléments des brèches sont toujours de calibre très variable, et leurs angles sont à peine émoussés, ce qui prouve qu'ils n'ont guère subi de transport. Les couches marneuses sont toujours très bariolées, comme c'est généralement le cas dans les dépôts lagunaires et dans les dépôts lacustres. La roche dominante est le grès rouge vif, micacé, à grain moyen, que j'ai comparé plus haut au Grès Bigarré des Vosges. Il est très probable qu'il a dû se former dans les mêmes conditions que ce dernier, et que les apports torrentiels ont joué un rôle considérable dans sa formation.

La présence de bancs de conglomérats composés d'éléments étrangers à la région vient à l'appui de cette manière de voir. Les galets de serpentine et de quartzite, qui abondent dans certains bancs, proviennent sans aucun doute des régions alpines (3^e et 4^e zone de Lory). La partie centrale de la chaîne était certainement déjà émergée à l'époque oligocène et l'on doit admettre que des cours d'eau, descendant des terres émergées, venaient se jeter dans les lagunes ou dans les lacs aquitaniens, fournissant tantôt des matériaux assez fins, donnant naissance aux grès, tantôt des matériaux grossiers, donnant nais-

sance aux conglomérats. La nature des dépôts aquitaniens de nos chaînes subalpines ne permet pas de décider s'ils se sont formés dans des lacs ou dans des lagunes, d'autant plus que les fossiles font entièrement défaut jusqu'à présent. Il est nécessaire que nous passions rapidement en revue les dépôts de même âge dans les régions avoisinantes, leur examen nous fournira la solution de la question.

Comparaison avec les dépôts aquitaniens des régions voisines. —

Les travaux de Fontannes¹, de M. Kilian², ont démontré que, dans la Drôme, dans Vaucluse et dans le bassin de Forcalquier, l'Aquitaniens est représenté par des calcaires d'eau douce, caractérisés par la présence d'*Helix Ramondi* Brongn., *Planorbis cornu* Brongn. et *Limnea pachygaster* Thomæ, que l'on doit assimiler au calcaire de Beauce de la Limagne et du bassin de Paris et qui n'ont donc rien de commun avec les dépôts du pied des Alpes. Si, au contraire, l'on se dirige vers le nord, l'on trouve dans la Savoie et en Suisse, dans une position analogue à celle des dépôts aquitaniens de la région étudiée dans ce travail, une formation qui présente avec eux des analogies complètes.

Dans les environs de Chambéry, M. Hollande³ a rencontré, au-dessus du Flysch oligocène, des marnes rouges à *Helix Ramondi*, au-dessus desquelles se trouve une « mauvaise mollasse », à *Sabal Lamanonis* (?), plante caractéristique de l'Aquitaniens suisse. Il est probable que les marnes rouges correspondent aux marnes bigarrées par lesquelles commence en plusieurs points, dans notre région, la série aquitaniens, et c'est dans ces marnes que l'on aurait le plus de chances de rencontrer les fossiles du calcaire de Beauce.

M. Maillard⁴ rapporte à l'Aquitaniens les grès rouge foncé de Thorens, qui reposent sur des grès bleus et des marnes schisteuses, se reliant insensiblement, par la base, au Flysch.

Dans le Chablais, les grès et schistes rouges du val d'Illiez, qui reposent également en concordance sur le Flysch, sont rangés maintenant par MM. E. Favre et H. Schardt⁵ dans l'Aquitaniens, tandis qu'Alph. Favre les considérait comme triasiques. Les grès et les marnes rouges du Bouveret, sur la rive gauche du Rhône, correspondent parfaitement à la « mollasse rouge » de Vevey.

Cette dernière formation⁶ contient les plantes les plus caractéristiques de l'étage aquitaniens. Quant à ses caractères lithologiques, ils rappellent on ne peut mieux ceux des couches aquitaniens des Basses-Alpes. C'est ce qui m'a porté à désigner ces dernières sous ce même nom de « Mollasse rouge. »

¹ Fontannes, Les terrains tertiaires de la région delphino-provençale du bassin du Rhône, 1881, p. 27.

² Kilian, 48, p. 313.

³ Hollande, *loc. cit.*, p. 137.

⁴ G. Maillard, Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville. *Bull. Serv. Carte géol.*, n° 6, p. 44.

⁵ E. Favre et L. Schardt, *loc. cit.*, p. 307.

⁶ *Id.*, p. 232.

Sur les bords du lac de Thoune, les grès de Ralligen, décrits en dernier lieu par Gilliéron, représentent encore une formation analogue. Mais c'est surtout dans les cantons de Lucerne et de Zug que l'Aquitainien joue un rôle considérable : c'est la Mollasse d'eau douce inférieure des géologues suisses. Sa flore a été étudiée par Oswald Heer et c'est surtout à M. Kaufmann que nous devons des travaux très détaillés sur ses caractères stratigraphiques. Malheureusement elle ne se trouve jamais en contact visible avec le Flysch et les deux formations paraissent s'exclure, comme dans les Basses-Alpes. Plus à l'est, dans la Bavière méridionale, l'on peut suivre jusqu'à la Salzach une Mollasse d'eau douce d'âge aquitainien ; mais la formation prend un caractère particulier par suite de l'intercalation d'importantes couches de lignite et de couches saumâtres à cyrènes, qui prennent un développement considérable aux environs de Peissenberg et de Miesbach ¹.

On voit donc que, sur le revers occidental et septentrional des Alpes, les dépôts lacustres dominant de beaucoup dans l'Aquitainien. Depuis la Suisse jusqu'à la Méditerranée, les dépôts saumâtres et marins de cette époque paraissent faire entièrement défaut. D'après l'analogie de la Mollasse rouge de notre région avec la Mollasse d'eau douce subalpine de la Suisse et de la Savoie, on est en droit de conclure qu'elle est, comme cette dernière, une formation lacustre. La différence complète de faciès entre les dépôts des lacs aquitainiens du pied des Alpes et ceux du bassin de Paris, du Plateau Central et de l'Allemagne méridionale s'explique parfaitement par les apports torrentiels amenés par les fleuves qui descendaient des chaînes intérieures déjà soulevées.

L'étage aquitainien marque le minimum d'étendue des mers tertiaires pendant toute la période éogène. Les eaux franchement marines se sont retirées de toute la région des Alpes, et il faut aller jusque sur les bords mêmes de la Méditerranée actuelle, à Carry, près Marseille ² et à Fontcaude, près Montpellier ³, pour rencontrer des dépôts marins aquitainiens, c'est-à-dire de l'âge des faluns de Bazas et de Saint-Avit, dans le Bordelais.

3° SYSTÈME MIOCÈNE

Dans la région étudiée dans ce travail, le Miocène est représenté uniquement aux environs de Tanaron et de Lambert. Je laisse entièrement de côté les affleurements du grand bassin tertiaire situé à l'ouest de Digne, que je n'ai pas à étudier ici. M. Kilian a d'ailleurs donné beaucoup de détails sur la partie de ce bassin qui touche à la montagne de Lure, et notamment une liste con-

¹ K. W. v. Gümbel, Grundzüge der Geologie, 1888, p. 923.

² Fontannes et Depéret, Les terrains tertiaires marins de la côte de Provence, 1^{re} partie, Les faluns de la côte de Carry, Paris, 1889. — P. Gourret, Étude géologique du tertiaire marin de Carry et de Sausset. *B. S. G. F.*, troisième série, t. XVII, p. 68.

³ De Rouville, Réunion extraordinaire de Montpellier, *B. S. G. F.*, deuxième série, t. XXV, p. 887.

sidérable de fossiles de la localité de Beaudument (48, p. 322), d'après les matériaux de la collection Jaubert à la Sorbonne.

Les affleurements miocènes de Tanaron et de Lambert appartiennent exclusivement à l'étage helvétique ; les masses puissantes de poudingues qui représentent le Tortonien dans le bassin de Digne paraissent ne plus s'être déposées dans les chaînes qui nous occupent. La faille qui, de Saint-Estève à Digne, forme actuellement la limite entre les dépôts tertiaires et les dépôts secondaires du massif du Siron, existait sans doute dès l'époque du Miocène supérieur, donnant lieu à une falaise qui formait probablement rivage. A Courbons, au N.O. de Digne, les conglomérats côtiers tortoniens recouvrent la faille et assignent à cette dernière un âge au moins anté-tortonien.

Les dépôts helvétiques pénétraient probablement bien plus avant dans les chaînes subalpines, mais ils ont été détruits presque partout par les agents atmosphériques. A Tanaron et à Lambert, ils sont conservés dans des synclinaux et pincés dans les couches aquitainiennes.

Le lambeau miocène de Tanaron est mentionné pour la première fois par Scipion Gras en 1841 (7, p. 54). Cet auteur décrit assez bien les dislocations qui ont affecté la Mollasse marine et cite quelques espèces sous des noms qu'il est difficile de conserver aujourd'hui ⁴. Depuis, un certain nombre de géologues ont visité la localité, mais sans publier leurs observations ; elle se prête d'ailleurs peu à des études statigraphiques.

L'affleurement est limité au nord, à l'est et au sud par les dépôts oligocènes que j'ai décrits plus haut ; au nord et à l'est, la Mollasse marine s'appuie régulièrement sur la Mollasse rouge ; au sud, elle plonge sous cette dernière : ses couches se présentent donc en succession inverse, et l'ensemble de l'affleurement forme un synclinal couché et déjeté vers le nord. Ce synclinal peut être suivi vers l'ouest, à Lambert, où il est pincé entre deux masses de Jurassique supérieur, butant par faille contre celle du nord et séparé de celle du sud par une surface de refoulement qui l'a fait passer sous le Jurassique. A l'ouest, le synclinal est coupé par une faille dirigée sensiblement N.-S. et suivant à peu près le cours du torrent qui sépare les deux communes de Lambert et d'Ainac. La faille met la Mollasse marine en contact avec la Mollasse rouge. Ce n'est qu'un peu plus à l'ouest que reprend la bande de Mollasse marine, formant, au col qui mène d'Auribeau à Ainac, un synclinal pincé entre deux failles et orienté, comme celui de Tanaron, dont il constituait primitivement la continuation, de l'est à l'ouest. A Auribeau, il se raccorde au bassin miocène de Thard-Champtercier.

Dans tous ces affleurements, la Mollasse marine présente des caractères lithologiques très uniformes. Comme dans la région étudiée par M. Kilian, elle débute par une couche de conglomérats à galets siliceux fortement cimentés et remarquables par leur patine verte. La couche atteint 4 à 6 mètres d'épaisseur et forme

⁴ *Panopæa Faujasi* Mén., *Venus Brocchii* Desh., *rustica* Sow., *Arca antiquata* Brocchi, *Pecten benedictus* Lam., *Cerithium lima* Brug., *Turritella te-rebra* Brocchi.

une corniche très facile à suivre dans le haut du ravin de Tanaron. Elle est surmontée par des grès alternant encore avec des conglomérats, qui forment des cordons revenant périodiquement dans la série. Puis viennent des grès gris-vertâtre, des marnes grises non stratifiées, des calcaires compacts gris et des conglomérats d'épaisseur variable. Tous ces éléments alternent avec une grande régularité. Les grès se présentent en bancs plus ou moins épais, à surface noduleuse ou même quelquefois couverte de ripplemarks. Ils sont riches en mica, souvent très argileux, d'autres fois plus siliceux, à gros grains et à galets disséminés. Ces galets, de même que ceux des conglomérats, sont généralement constitués par des silex noirs ou blancs.

Dans les ravins, les bancs de calcaire et de conglomérat forment corniche et les ruisseaux les franchissent en cascade, tandis qu'ils creusent des cuvettes profondes dans les grès tendres et dans les marnes.

Fossiles et subdivisions. — La Mollasse de Tanaron est très fossilifère, mais les fossiles sont généralement mal conservés, ou bien privés de leur test, écrasés ou en fragments. Toutefois, de longues recherches permettraient de faire des récoltes plus satisfaisantes que celles que j'ai obtenues. Tanaron est tellement éloigné de tout endroit habitable, même pour un géologue, et de tout chemin carrossable, qu'à chaque visite que j'ai faite à la localité, je n'ai pu m'y arrêter qu'un petit nombre d'heures. Des recherches plus systématiques que celles auxquelles j'ai pu me livrer donneraient peut-être des résultats intéressants quant à la distribution verticale des espèces.

Je n'ai pu distinguer que deux niveaux, l'un caractérisé par la présence de grands peignes, parmi lesquels j'ai pu déterminer *Pecten sub-Holgeri* Font., l'autre plus fossilifère avec les espèces suivantes :

<i>Ostrea Boblayei</i> Desh.	très abondant.
<i>Pecten subbenedictus</i> Font.	id.
<i>Venus</i> sp.	
<i>Glycimeris Menardi</i> Desh.	
<i>Psammechinus</i> sp. indet.	

Burdigalien Les deux niveaux appartiennent donc à la partie inférieure de l'Helvétien, à la Mollasse à *Pecten præscabriusculus* de Fontannes. En remontant le ravin de Tanaron, l'on trouve le niveau à *Pecten sub-Holgeri* au-dessous du niveau à *Pecten subbenedictus*, tandis que, d'après la classification de Fontannes, la succession est inverse. Ceci n'a rien d'étonnant, car toutes les couches qui affleurent dans le ravin sont renversées et sont recouvertes par la Mollasse rouge oligocène. Sur les bords du Bès, on retrouve les mêmes couches à *Pecten subbenedictus*, plongeant cette fois normalement sous le niveau à peignes de grande taille : c'est le flanc inférieur du synclinal.

A tous les niveaux se trouvent des bancs pétris de bivalves indéterminables, qui se rencontrent également à Lambert et à Ainac.

Malheureusement je n'ai pu retrouver le niveau qui fournissait autrefois en abondance de beaux échantillons de *Cerithium bidentatum* Grat., et M. Honorat-

Bastide me dit que le banc fossilifère est recouvert maintenant par un éboulement. La collection de la Sorbonne contient les trois espèces suivantes, qui paraissent provenir du même niveau :

<i>Cerithium lignitarum</i> Eichw. (= <i>Duboisii</i> Høern.)
» <i>bidentatum</i> Defr. in Gratel. (= <i>lignitarum</i> Høern. non Eichw. ¹).
» <i>papaveraceum</i> Bast.

M. Kilian cite également les deux premières de ces espèces de Beaudument ; d'après lui elles occuperaient un niveau supérieur à celui du *Pecten subbenedictus*, ce serait le niveau de Cabrières d'Aigues de Fontannes, c'est-à-dire l'Helvétien le plus supérieur. Je ne crois pas qu'il en soit ainsi à Tanaron, car les couches à *Ostrea crassissima* y font défaut et pourtant elles viennent se placer encore, dans les régions étudiées par Fontannes, bien au-dessous des couches à *Ancilla glandiformis* et *Cardita Jouanetti*, qui seraient le niveau de nos cérithes.

Ces trois espèces ont une extension verticale considérable. *Cerithium bidentatum* débute dans les faluns aquitaniens de Saint-Avit, de Fontcaude, près Montpellier ² et de Carry, près Marseille ³ et s'élève jusque dans l'Helvétien supérieur de Cabrières d'Aigues ⁴. *Cerithium lignitarum* et *Cer. papaveraceum* débutent également déjà dans l'Aquitainien des environs de Montpellier. L'on ne peut donc se baser sur la présence de ces trois cérithes pour affirmer l'existence, dans une localité, d'un niveau supérieur à celui du *Pecten subbenedictus*.

De même que les turritelles et les pleurotomes, auxquelles ils se trouvent associés, à Carry par exemple, ils caractérisent plutôt un faciès particulier qu'un niveau bien déterminé dans la série oligocène et miocène. C'est le faciès que M. Munier-Chalmas ⁵ a appelé le faciès tortonien par opposition au faciès helvétien ; il correspondrait à des courants froids qui auraient amené un cortège spécial de formes à différents niveaux. Le banc à cérithes de Tanaron représenterait une intercalation de faciès tortonien dans les couches à *Pecten subbenedictus* de faciès helvétien et il pourrait en être de même des couches à cérithes de Beaudument, dans lesquelles M. Kilian cite plusieurs turritelles et *Pleurotoma calcarata* Grat. Mais l'étude stratigraphique détaillée de la localité de Beaudument est encore à faire.

En résumé, la Mollasse marine de Tanaron appartiendrait exclusivement à l'Helvétien inférieur. Les couches à *Ostrea crassissima* s'y trouvaient sans doute également, mais elles ont dû être enlevées par la dénudation. Je les ai rencontrées à peu de distance de Tanaron, dans l'angle N.E. du bassin tertiaire de Digne.

¹ Tournouër, Sur le *Cerithium bidentatum*, Grateloup, et sur le *Cerithium lignitarum* Eichwald, *Journ. de conchyl.*, t. XXII, 1874, p. 124.

² De Rouville, l. c., p. 887.

³ Fontannes et Depéret, l. c. p. 70, 96.

⁴ Fischer et Tournouër in Gaudry, Animaux fossiles du Mont Léberon, p. 134.

⁵ Munier-Chalmas, Observations sur les mers pré-méditerranéennes et sur la formation de la Méditerranée. Broch. in-18, Paris 1890.

La route de Thoard à Auribeau traverse, au-dessus de ce dernier village, un système de grès bruns, jaunes et gris alternant avec des marnes grises ou vertes. J'y ai rencontré deux bancs d'immenses *Ostrea crassissima*. M. Kilian signale d'énormes accumulations de cette espèce à la Forest (commune de Saint-Geniez) et MM. Daime et Bachelard m'ont montré un gisement analogue sur le bord de la route de Digne à Barrême, près de Château-Redon. Mais ces points se trouvent déjà en dehors de la région étudiée dans ce mémoire.

Conditions de dépôts. — Le début du Miocène est marqué, dans toute la région alpine, par une grande transgression : des eaux franchement marines avec toute une faune nouvelle font place aux eaux lacustres et saumâtres de la période aquitanienne. Dans le Piémont et dans les Alpes méridionales, cette transgression s'est produite au commencement de l'époque langhienne (couches de Schio); mais sur tout le revers occidental des Alpes, le retour de la mer n'a eu lieu qu'au commencement de l'époque helvétique. Les dépôts langhiens sont douteux dans la région delphino-provençale¹, où la transgression de l'Helvétien est toujours très nettement accusée. A Tanaron, nous avons vu la Mollasse rouge aquitanienne passer insensiblement vers le haut à la Mollasse marine helvétique; les poudingues, véritables nagelfluhes, prennent un développement très considérable à la limite des deux formations, témoignant d'un maximum dans les apports torrentiels à cette époque.

Le même fait se produit dans les Alpes Vaudoises, où la formation des poudingues subalpins vient s'intercaler entre la Mollasse d'eau douce aquitanienne et la Mollasse marine helvétique. D'après MM. E. Favre et H. Schardt, elle aurait commencé vers la fin de l'époque aquitanienne et se serait continuée pendant toute l'époque langhienne et jusqu'à celle de l'Helvétien, « le maximum de la sédimentation des poudingues tombe au milieu de l'époque langhienne »².

A Tanaron aussi, les torrents descendant des Alpes ont continué pendant toute la durée de la formation de la Mollasse marine à pousser dans la mer des cônes de déjection qui, remaniés par les vagues, ont donné naissance aux bancs de poudingues que l'on retrouve à différents niveaux. Dans le Dévoluy et dans les environs de Furmeyer et de Châtillon-le-Désert, les conglomérats miocènes à galets impressionnés jouent un rôle considérable, mais là ils sont en transgression sur la Mollasse rouge de Montmaur, ainsi que l'a déjà démontré Lory. Ils ont dû se former très près du rivage, et il est probable que la mer helvétique ne s'étendait guère à l'est de Montmaur et de Tanaron.

La présence d'argiles dans la Mollasse marine de cette dernière localité montre bien que temporairement les dépôts ont dû se faire dans des conditions de grande tranquillité. L'étude des dépôts tertiaires dans les strictes limites de notre région ne fournit aucune donnée sur la manière dont la mer s'est retirée des espaces qu'elle occupait à l'époque helvétique.

¹ Fontannes, *Terr. tert.* p. 33.

² *Loc. cit.* p. 246.

DÉPOTS QUATERNAIRES

Les dépôts quaternaires jouent un rôle considérable dans tout le bassin de la Durance. Ils ont fait l'objet de travaux nombreux, mais il serait désirable qu'une étude d'ensemble leur fût consacrée. Dans la région que j'ai plus particulièrement étudiée, ils sont loin d'atteindre le développement qu'ils prennent dans quelques régions avoisinantes, dans l'Embrunais, dans le Champsaur et dans la vallée de la Durance, en aval du confluent du Buech. Je ne m'en suis occupé qu'accessoirement, abandonnant leur tracé pour la carte géologique au 1/80 000 à mon collaborateur M. David Martin, qui, depuis quelques années, les étudie avec succès. Je lui dois de précieux renseignements et j'ai à citer plusieurs fois ses travaux dans cet aperçu rapide.

Rozet est le premier qui ait établi une classification chronologique des dépôts quaternaires de la vallée de la Durance (14, 46), et ses subdivisions peuvent encore, à l'heure qu'il est, servir de base à l'étude. Il distingue « trois espèces de dépôts de transport, parfaitement différenciés les uns des autres par leurs caractères géologiques : ce sont : le *diluvium alpin*, les *dépôts glaciaires*, et les *alluvions actuelles* ».

ALLUVIONS ANCIENNES

L'antériorité des alluvions anciennes, du « *diluvium alpin* », aux dépôts glaciaires a été nettement établie par Rozet (14, p. 429) et confirmée depuis par Lory et par les recherches de M. David Martin. On doit attribuer à la partie préglaciaire de l'époque quaternaire les anciennes terrasses fluviales et certains cônes de déjection analogues à celui que Lory a décrit dans la coupe d'Avignonet (19, p. 646).

Terrasses fluviales. — Je décrirai isolément les anciennes terrasses de la vallée de Durance, tant qu'elles se trouvent dans la région qui nous occupe, celles de la Sasse et celles de la Bléone et de son affluent le Bès.

La Durance quitte la zone des chaînes alpines, pour pénétrer dans celles des chaînes subalpines à Savines. En amont de cette localité, depuis Montdauphin jusqu'à Embrun, les terrasses, constituées par un poudingue, en grande partie parfaitement cimenté, jouent un rôle considérable. Elles ont été décrites déjà par Gueymard (2, p. 70, 80) et par Rozet (14, p. 429). En aval de Savines et jusqu'à Tallard, les terrasses d'alluvions anciennes font entièrement défaut sur les bords de la Durance, et les dépôts glaciaires eux-mêmes ne se rencontrent guère au-dessous de la cote de 1000^m. Or le thalweg actuel est à 680^m environ au confluent de l'Ubaye, et à 600^m, au confluent de l'Avance. On peut en conclure que le creusement de la vallée, sur ce trajet, s'est fait postérieurement à l'époque glaciaire. Les parois presque verticales de Lias, qui bordent la vallée au nord et au sud, lui donnent le caractère d'une vallée d'érosion. Le système de diaclases qui traversent les calcaires du Lias des environs de Remollon et d'Espinasse explique suffisamment la rapidité relative avec laquelle les eaux courantes se sont creusé un lit, en enlevant une épaisseur de couches d'environ 400^m, sur une largeur de près d'un kilomètre.

Il est probable qu'il faut également considérer les vallées de l'Avance et de la Luye comme des vallées d'érosion d'origine récente.

A partir de Tallard, le lit de la Durance est constamment accompagné de terrasses fluviales anciennes, situées à 20^m au moins au-dessus du niveau actuel des plus fortes crues. Ces terrasses prennent un développement considérable aux environs de Thèze et du Poët et au confluent du Buëch. Les terrasses situées en amont et en aval de Sisteron ont été étudiées déjà par un assez grand nombre d'auteurs et, en dernier lieu, par M. Kilian (48, p. 333). Elles sont en dehors de la région qui fait l'objet de ce mémoire.

A Nibles, l'on observe sur la rive droite de la Sasse deux terrasses fluviales, l'une, peu élevée au-dessus du thalweg actuel et portant le village, l'autre, plus élevée de 10 à 15 mètres environ et évidemment plus ancienne. Elle repose sur les masses calloviennes. Chacune des deux terrasses est séparée en deux lambeaux par un torrent.

Nous n'avons pas à nous occuper ici des alluvions anciennes, qui accompagnent le cours de la Bléone en aval de Digne. En amont de cette ville, j'ai pu constater la présence de restes d'anciennes terrasses, situés à une grande altitude au-dessus du lit actuel de la rivière. Ces dépôts sont surtout très développés dans le territoire de la commune du Brusquet.

Le Bès, le principal affluent de la Bléone, présente également quelques restes d'une ancienne terrasse fluviale. Au-dessous de Tanaron, et reposant sur les calcaires du Lias inférieur, se voient des lits bien stratifiés de galets, constitués, pour la plupart, par des roches jurassiques. Ces graviers ont été certainement déposés par le Bès à une époque où il n'avait pas encore creusé son lit jusqu'au thalweg actuel.

Cônes de déjection anciens. — Dans la plupart des cas, ce n'est qu'une étude très minutieuse qui permet de décider si un cône de déjection éteint est

d'âge préglaciaire ou postglaciaire. Cette étude aurait été en dehors du cadre du présent travail. Je ne puis pourtant passer sous silence le très remarquable dépôt quaternaire situé au nord de la ligne de chemin de fer de Veynes à Gap, entre les stations de la Roche des Arnauds et de la Freissinouse. Sur une longueur de plus de quatre kilomètres, l'on observe une falaise constituée par des graviers bien stratifiés en lits très régulièrement inclinés et plongeant vers l'est sous un angle de 30° environ. La falaise porte un vaste plateau incliné vers le sud-ouest et sur lequel se trouvent les hameaux de la Haute et de la Basse-Corréol. Tout ce plateau est constitué par des dépôts erratiques, les graviers sont donc manifestement préglaciaires. On ne peut admettre qu'ils aient été soulevés postérieurement à leur dépôt, (« terrain de transport redressé »), car les marnes calloviennes, sur lesquelles ils reposent, sont très peu disloquées, et, de plus, si on les considérait comme un dépôt primitivement horizontal, on serait obligé de leur attribuer une épaisseur d'au moins 200 mètres. Il est très probable que l'inclinaison de leurs bancs doit être attribuée à une « stratification torrentielle », et que l'on doit considérer le dépôt tout entier comme un ancien cône de déjection arrasé par le glacier.

DÉPÔTS GLACIAIRES

Historique. — Rozet est, à ma connaissance, le premier qui ait signalé, dès 1852, la présence de dépôts glaciaires dans les environs de Gap (14, p. 426). Cet auteur attribuait leur formation à un grand glacier, qui serait descendu des flancs du Chaillol, en se dirigeant vers le sud, par le Champsaur, le col de Bayard, la dépression de Gap et la vallée de la Rozine. En chemin, il aurait déposé les moraines parallèles entre elles et dirigées de l'ouest à l'est, que l'on peut observer, sur une largeur de 4 kilom., sur le seuil qui sépare la vallée du Drac de celle de la Luye. D'après Rozet, des dislocations ultérieures considérables auraient amené les dépôts de cet ancien glacier du Chaillol dans leur position actuelle. Dans sa « Description géologique du Dauphiné », Lory accepte sans réserves la théorie d'un glacier descendant des hauts massifs du Champsaur pour se diriger vers Gap et Tallard (19, p. 694).

Ce n'est que dans ces dernières années que les études sur les dépôts glaciaires des environs de Gap ont été reprises. M. David Martin les a abordées avec un zèle infatigable et est arrivé déjà à des résultats de la plus haute importance, en contradiction absolue avec ceux de Rozet. Des courses nombreuses entreprises dans l'Embrunais et dans le Briançonnais lui ont montré que toutes les roches erratiques des environs de Gap se retrouvaient en place dans ces régions, tandis que les marbres rouges du Jurassique supérieur et les grès du Trias inférieur n'existent pas dans le Champsaur. Il était donc évident que le glacier de Gap ne pouvait venir des flancs du Chaillol, mais que l'on devait chercher son origine dans la haute vallée de la Durance (51, 52). Le grand intérêt de ce résul-

tat nous fait désirer que M. David Martin se décide à publier bientôt son travail d'ensemble sur les dépôts glaciaires du bassin de la Durance.

Les dépôts glaciaires des environs de Sisteron ont été étudiés récemment par M. Kilian (48, p. 336).

Nous nous occuperons successivement des dépôts du glacier de la Durance, de celui de la Blanche et des dépôts glaciaires locaux des environs de Digne.

Glacier de la Durance. — Les dépôts de l'ancien glacier de la Durance prennent à la hauteur de Gap une extension vraiment énorme; ils s'étendent sur une largeur de plus de 30 kilom., depuis la vallée du Drac jusqu'aux environs de Gigors et de Turriers. A l'exception de quelques rares îlots, tels que le Puy de Manse (1640^m), le Gapiau (1556^m), etc., toute cette vaste étendue, si accidentée aujourd'hui, était probablement recouverte d'un manteau de glace uniforme et continu. La continuité primitive des dépôts erratiques laissés sur cette surface, lors du retrait du glacier, est attestée par la position même des lambeaux restés comme témoins et épargnés par l'action destructive des agents atmosphériques, qui tend à supprimer entièrement cette ancienne couverture de graviers et d'argile à blocs, si propice à la végétation, mais dont la conservation est inversement fonction de l'existence de cette dernière.

La description détaillée des différents lambeaux de dépôts glaciaires du Gapençais ne peut trouver place que dans une étude spéciale du terrain erratique dans la région. Ici je dois me borner à indiquer rapidement leur extension, en renvoyant, pour ce qui concerne certains détails sur l'origine des éléments transportés, à une intéressante note de M. David Martin (52), dans laquelle se trouvent énumérés les principaux blocs erratiques hauts-alpins.

Je n'ai pas à m'occuper des dépôts glaciaires de l'Embrunais, qui tapissent les deux flancs de la vallée de la Durance et s'élèvent à des altitudes considérables, dans le vallon des Orres, au Boscodon et dans les environs de Réallon, ainsi que le montrent des recherches récentes de M. David Martin.

La ligne de chemin de fer de Veynes à Briançon utilise entre les stations de Gap et de Prunières une dépression assez large d'une altitude constante de 800 à 860 mètres, et qui n'est plus drainée par un cours d'eau unique. C'est une vallée très ancienne, dans laquelle le glacier de la Durance a pu largement s'étaler en laissant derrière lui, lors de sa retraite, des dépôts puissants, qui forment sur le versant septentrional de la dépression un manteau maintenant encore presque continu et entamé seulement par le lit des torrents, et qui sont représentés, sur le versant méridional, par d'importants lambeaux et par de magnifiques blocs erratiques. Le manteau de dépôts glaciaires s'étend vers le nord sur tout le plateau de Bayard et jusque dans la vallée du Drac. A l'ouest de Gap, on le voit recouvrir les alluvions anciennes de la Corréo et on peut le suivre par la dépression de la Roche-des-Arnauds, qu'utilise le chemin de fer, jusqu'à Veynes, où cette branche septentrionale du glacier, contournant le massif de Ceûze, venait se déverser dans la large vallée du Buech.

Vers le sud, l'on peut suivre, d'une manière à peu près continue, les dépôts glaciaires, depuis Gap jusqu'à la Durance, par la vallée de la Rousine.

Les montagnes jurassiques situées entre Gap et la Durance portent encore de nombreux témoins de l'ancien manteau erratique, tant sous forme de boues glaciaires, comme à Jarjayes, que sous forme d'amas de galets non calibrés ou de blocs erratiques. Les environs du Larra, près Gap, de la Bâtie-Vieille, du Laus, de Théus se prêtent très bien à l'étude de ces dépôts.

Sur la rive gauche de la Durance, l'on rencontre de nombreux témoins glaciaires dans les communes de Piégut, Venterol, Urtis, à des altitudes de 1000 à 1400 mètres. Les dépôts erratiques de la Bréole et de Pontis doivent être sans doute rapportés au glacier de l'Ubaye, qui se déversait dans celui de la Durance.

En aval de la Saulce, la branche méridionale du glacier de la Durance devait se trouver rétrécie par les chaînons jurassiques de la Motte-du-Caire et de Barcillonnette, mais bientôt elle s'étalait de nouveau largement, recouvrant de ses dépôts tout le plateau situé entre la Sasse et la Durance, au S.O. de la Motte, et rejoignant, au sud de Ventavon, la branche septentrionale, désormais occidentale.

Les moraines de ce grand glacier de la Durance sont en partie conservées aujourd'hui encore, mais les gros blocs qui les constituent disparaissent peu à peu par la main des hommes. Les moraines du col de Bayard et de Romette ont été décrites déjà par Rozet, qui les a figurées sur une petite carte (14, pl. II, fig. 4) et les considérait comme les moraines frontales du glacier du Chaillol, tandis que ce sont en réalité des moraines *latérales* du glacier de la Durance. Les moraines latérales méridionales ne sont plus visibles; par contre, Lory a décrit une belle moraine frontale à Montmaur, sur la rive gauche de la Béous (49, p. 694).

La répartition des matériaux déposés par le glacier de la Durance et leur origine ont permis à M. David Martin de reconnaître un fait très intéressant, sur lequel il a bien voulu attirer mon attention. Tout le bord septentrional de l'ancien glacier, dans les environs de Chorges, de la Bâtie, du col de Bayard, de Gap, est caractérisé par la grande abondance de blocs venant du Briançonnais, de la Vallouise, du massif de Dormillouse. Ce sont surtout des protogines, des gneiss très variés du massif du Pelvoux, des euphotides et des variolites de la Cerveyrette, des quartzites triasiques. Les marbres rouges jurassiques de Guillestre et du massif de Chabrières ainsi que les grès de l'Embrunais y jouent également un rôle considérable. A mesure que l'on se dirige vers le sud, les roches du Briançonnais deviennent plus rares, de sorte que, sur le bord méridional de l'ancien glacier, l'on ne rencontre plus guère que des grès nummulitiques et des calcaires jurassiques, provenant de la rive gauche de la Durance ou amenés par le glacier de l'Ubaye.

Il sera intéressant de voir jusqu'à quelle distance en aval cette différence entre les matériaux des deux bords du glacier de la Durance se poursuit.

Glacier de la Blanche. — Les flancs de la vallée de la Blanche, aux envi-

rons de Seyne, sont plaqués de puissants dépôts de graviers à gros éléments non calibrés, d'argiles à blocs, de boues glaciaires, dont il est difficile de rapporter l'origine au glacier de la Durance. Les blocs sont tous constitués par des grès nummulitiques, semblables à ceux qui affleurent dans le massif de Roche-Close, à l'est de Seyne. Leurs dimensions sont très variables, et leur forme relativement arrondie s'explique par le peu de résistance qu'ils offrent aux agents atmosphériques, si on les compare aux roches éruptives du Briançonnais.

En remontant le cours de la Blanche, l'on peut suivre les dépôts erratiques jusqu'au seuil qui sépare la vallée de Seyne du bassin du Bès, entre les hameaux de Maure et de Couloubroux, à 1350 mètres d'altitude environ. Sur le versant oriental de la vallée, ces dépôts jouent un rôle considérable à partir du torrent de Rif-du-Faut, autour des hameaux de Saint-Pons, des Peytrals, des Savornins, au nord de Seyne et jusqu'à Montclar. Je ne puis dire si les dépôts glaciaires du lac de Saint-Légier, au nord de ce village, doivent être attribués au glacier de la Blanche ou à celui de l'Ubaye. Ils se trouvent sur le seuil qui sépare les deux bassins.

Sur la rive gauche de la Blanche, l'on rencontre des blocs erratiques et des boues glaciaires jusqu'au col du Fanget, au sud de Seyne, à plus de 1300 mètres d'altitude. A Saint-Martin-les-Seyne, les boues glaciaires prennent un développement énorme; elles sont entamées par la Blanche, qui y a creusé son lit, et forment un terrain mouvant, sur lequel on n'a pu construire encore de route bien solide. Des blocs erratiques se rencontrent au-dessus de Saint-Martin, vers l'est, jusqu'au hameau du Col, à 1400 mètres d'altitude, ce qui prouve que le glacier passait par dessus les deux cols menant de Saint-Martin à Turriers. Toute la dépression sur le bord de laquelle se trouvent les villages de Turriers, Bellaffaire, Bréziers est parsemée de blocs erratiques, et des lambeaux d'argiles à blocs reposent en maints endroits sur les marnes jurassiques. Le glacier recouvrait la dépression entière, dominé à l'est par les montagnes de la Scie et de Seymuit, au sud par les montagnes d'Astoin, à l'ouest par la Grande-Gautière et la Roche-Cline. Il est probable qu'il se déversait au nord dans le glacier de la Durance.

Région méridionale. — L'exposition au nord (Hubac) des vallées de Seyne et de Turriers devait considérablement favoriser l'accroissement du glacier. Aussi, quand l'on franchit les cols qui mènent de Turriers à Astoin et Bayons, de Seyne à Auzet, Barles et au Vernet, et que l'on pénètre dans les bassins de la Sasse et du Bès, dont les vallées sont généralement tournées vers le sud, l'on ne découvre plus trace de dépôts glaciaires. Je n'ai pu rencontrer un seul bloc erratique dans toute cette région, qui est pourtant dominée à l'est par un massif de plus de 2800 m. de hauteur, les Trois-Evêchés, portant encore à l'heure actuelle sur son flanc septentrional, dans le haut de la vallée du Lauverq, un glacier, réduit, il est vrai, à sa plus simple expression. C'est, en dehors de la Haute-Ubaye, le seul glacier qui se soit conservé dans le département des Basses-Alpes.

Je ne sais si la haute vallée de la Bléone était occupée par un glacier. Cela est probable, car les cimes du Cheval-Blanc et des Boules devaient préserver suffisamment ses névés d'une fonte annuelle.

Plus au sud, le cirque d'Entrages et le plateau des Dourbes constituent de nouveau, par leur exposition au nord, un emplacement favorable à la formation d'un glacier local. Les amoncellements de blocs de calcaire jurassique supérieur de Bésaudun, de Beaumont et de Truyas près Digne sont très probablement des dépôts dus à l'existence de ce glacier. Le caractère erratique de ces blocs est masqué par leur peu de résistance aux agents atmosphériques et aussi par la proximité de leur lieu d'origine.

ALLUVIONS MODERNES

J'examinerai successivement les alluvions déposées par les diverses catégories de cours d'eau qui drainent la région de nos chaînes subalpines.

Surell, dans sa célèbre « Etude sur les torrents des Hautes-Alpes » (28), classe les cours d'eau de ce département en *rivières*, *rivières torrentielles*, *torrents* et *ruisseaux*. Je suivrai cette classification, tout en faisant remarquer qu'elle n'a rien d'absolu et que la plupart des grands cours d'eau rentrent successivement dans chacune de ces catégories, selon la partie de leur cours que l'on étudie.

Rivières. — La Durance, dans la partie de son cours qui traverse notre région, rentre parfaitement dans cette catégorie. Elle présente un lit majeur très large, formé de galets de grosseur très variable, sur lequel viennent s'étendre, à l'époque des grandes crues, des dépôts de limon, fournissant à la culture un sol très fertile. Les *délaissés* de la rivière ont été préservés, en plusieurs endroits, par des digues, contre de nouvelles crues et forment maintenant des terres d'une grande richesse, notamment à Remollon et à la Saulce. Le lit mineur est assez réduit, mais sa position est soumise à de grandes variations; la rivière divague, forme des méandres, se divise et ronge généralement l'une de ses berges, déposant ses alluvions sur la rive opposée. Le volume d'eau est toujours assez considérable pour que le passage à gué d'une rive à l'autre soit impossible.

L'Ubaye, dans la partie inférieure de son cours, présente des caractères tout à fait analogues à ceux de la Durance, mais sa pente est plus forte (12 mm. par mètre au lieu de 6 environ). Entre Saint-Vincent et le Lauzet, la rivière prend un caractère torrentiel et son lit est bien plus étroitement encaissé.

La plupart des cours d'eau de la partie des Basses-Alpes que j'ai étudiée présentent des caractères ambigus, intermédiaires entre ceux des rivières proprement dites et ceux des rivières torrentielles. Grâce aux longues périodes de sécheresse auxquelles est soumis le pays, leur volume d'eau est très peu considérable en temps ordinaire. Ce n'est que lors des crues, *toujours de courte durée*, qu'elles coulent à pleins bords. Elles coulent dans des vallées plus ou moins larges, mais qu'elles occupent dans toute leur largeur. Elles divagent sur un

lit plat, dont elles n'occupent jamais qu'une très petite portion, formant des méandres à parcours variable et se divisant souvent en plusieurs bras. Leur pente est de 10 à 30 mm. par mètre. Leur thalweg se rapproche en général déjà de la courbe d'équilibre.

Je citerai comme exemple de ces rivières divagantes la Sasse et son affluent le grand Riou, en aval de la Motte, la Bléone et ses affluents le Bès et l'Arigeol, et notamment l'Asse. Des cours d'eau de moindre importance présentent également, dans la partie inférieure de leur cours, certains caractères des rivières divagantes. Tels sont le Rouinon, affluent de la Sasse, le torrent de Val-Haute, près de Barles, le torrent des Eaux-Chaudes, près de Digne.

En somme, le fond de presque toutes les vallées des Basses-Alpes est occupé, dans toute sa largeur, par le lit des rivières, c'est-à-dire par un dépôt uniforme de blocs et de galets irrégulièrement entassés, souvent de grosses dimensions. C'est sur ce lit à peu près plat que divague la rivière, réduite en temps de sécheresse à un filet d'eau, qui s'y creuse un chenal peu profond, ou bien glisse simplement sur les galets, en y déposant tout au plus un fin limon.

Les crues se produisent souvent avec une violence terrible ; à la suite d'un orage, le filet d'eau devient en quelques heures un fleuve impétueux, charriant une eau presque noire, qui entraîne des galets énormes et des troncs d'arbres, et nivelant sur son passage les inégalités temporaires du fond. Quand les eaux se mettent à baisser, la rivière dépose une boue noire, très fine, très homogène et très fertile, produit de la lévigation des marnes jurassiques et crétaées.

Jusqu'à présent, la plupart des vallées sont entièrement abandonnées à l'action destructive des eaux. Ce n'est qu'en peu d'endroits qu'une partie des terrains d'alluvion a été soustraite au domaine des crues au moyen de digues et que les délaissés ont été fertilisés par un colmatage intelligemment établi. C'est ainsi que tout le quartier des Arches, au nord de Digne, a été enlevé à la Bléone et transformé en une grande plantation de vigne.

Rivières torrentielles. — Les véritables rivières torrentielles à pentes rapides, à lit resserré, ne sont pas très fréquentes dans la partie des Basses-Alpes qui nous occupe. Je citerai notamment le Vanson, qui n'est une rivière divagante qu'en aval du Roucas-Blanc, et dont l'action érosive s'exerce encore sur les barrages jurassiques situés en amont et en aval d'Authon. De même le Bès, dans les clues de Barles, est très encaissé et n'a pas encore atteint sa courbe d'équilibre. Je citerai encore le Galabre, un affluent du Bès, qui est presque un véritable torrent.

Plusieurs des petits affluents de la Durance, dans les Hautes-Alpes, rentrent dans la catégorie des rivières torrentielles : la Clapouse, à Rochebrune, la Blanche et la Luye, dans la partie inférieure de leur cours.

Le trait distinctif de tous ces cours d'eau est de ne déposer que fort peu d'alluvions et d'exercer une action érosive presque constante sur les terrains qu'ils traversent.

Torrents. — Ce qui distingue les torrents des rivières torrentielles, c'est de couler dans des vallées très courtes et d'avoir une pente excédant 6 cm. par mètre. Les torrents de l'Embrunais et de l'Ubaye sont classiques ; ceux de la région qui nous occupe ne sont pas moins terribles par les ravages qu'ils exercent, et ils offrent tous les caractères des précédents. Les groupes que Surell a distingués pour ceux-ci peuvent être conservés également, si l'on essaye de grouper les nôtres.

Les torrents du premier genre, de Surell, sont ceux « qui partent d'un col et coulent dans une véritable vallée. » Je citerai comme exemples, dans les Basses-Alpes, le torrent d'Astoin, celui de l'Infernet, qui aboutit au col du Fanget ; ceux de Vaux et du Pont, qui descendent tous deux du col de Clapouse, etc.

Les torrents du deuxième genre, de Surell, sont ceux « qui descendent directement d'un faite, en suivant la ligne de plus grande pente. » Je nommerai comme rentrant dans cette catégorie : le torrent des Moulettes, à Chorges, déjà cité comme exemple par Surell ; les torrents qui descendent de la montagne de Charance vers Gap ; ceux qui se déversent dans la vallée de la Durance, à Remollon, Thés, Espinasses ; le torrent des Graves, près Clamensanne ; celui de la Combe de Bayons ; celui de Val-Haute, près Barles. Le torrent de la Combe-Fère est un des meilleurs exemples de la deuxième catégorie. Il descend des pentes du Blayeul et se déverse dans l'Arigeol, au pied du col du Labouret, offrant une pente moyenne d'environ 20 cm. par mètre. Je citerai encore les torrents du Faut, de la Maure et des Fraches, qui descendent de la crête même de la montagne de la Blanche ; enfin, ceux de Tauze et de Gévaudan, près de Digne.

Le troisième genre, de Surell, comprend « les torrents dont la source est au-dessous du faite, et sur les flancs même de la montagne. » Surell cite comme exemple les torrents de la Rochette près de Gap. Dans les environs de Digne les torrents secondaires, qui entament profondément les plateaux jurassiques, rentrent dans cette troisième catégorie. Ce sont les torrents en voie de formation. L'observateur peut les voir naître presque instantanément sous ses yeux pendant les orages d'été. L'érosion travaillant de bas en haut, il est évident qu'ils sont destinés à se transformer peu à peu en torrents du deuxième genre. Ces derniers eux-mêmes exerçant leur action érosive sur les crêtes, finissent par donner naissance à des cols et deviennent ainsi des torrents du premier genre.

Dans les chapitres précédents, j'ai indiqué, pour chaque terrain, la manière dont se comportaient ses couches sous l'influence des agents atmosphériques et j'ai énuméré les principaux torrents qui modifient sa surface d'affleurement.

Le bassin de réception de la plupart des grands torrents de notre région se trouve soit dans les schistes du Lias supérieur, soit dans les marnes oxfordiennes. Il en est de même des torrents classiques de l'Ubaye et de l'Embrunais.

Le canal d'écoulement se trouve creusé dans les calcaires du Lias inférieur dans tous les torrents dont le bassin de réception se trouve dans le Lias supérieur. C'est le cas par exemple pour les torrents de Remollon, de Thés et d'Espinasse, pour ceux des environs d'Auzet et pour le torrent de Val-Haute, près de Barles.

Le lit de déjection de nos torrents présente généralement la forme bien connue d'un demi-cône, dont les génératrices forment avec l'horizontale un angle correspondant à celui des talus d'éboulement. La pente diminue à mesure qu'on descend vers l'aval, conformément à des lois qui ont été souvent exposées. Les cônes de déjection de notre région ne peuvent être comparés, comme importance, à celui du Riou Bourdoux, dans l'Ubaye, qui est célèbre ; mais celui de Théus, dans la vallée de la Durance, et celui du torrent de la Combe-Fère atteignent encore des dimensions considérables.

Le cône de déjection de la branche occidentale du torrent de Val-Haute est actuellement entaillé, sur une grande partie de sa largeur, par la branche principale.

Ruisseaux. — Plusieurs cours d'eau de la région qui nous occupe méritent le nom de ruisseaux. Leur volume d'eau est peu considérable et insuffisant pour affouiller le terrain. D'autre part, ils coulent sur des pentes douces avec une vitesse très faible, si on la compare à celle des rivières torrentielles. Ces caractères se trouvent bien franchement accusés dans le cours supérieur de la Luye, à Gap et en amont de cette ville. Les affluents de gauche de ce cours d'eau rentrent dans la même catégorie, et l'on peut y ranger également l'Avance. Tous ces ruisseaux présentent le contraste le plus frappant avec les rivières torrentielles des Basses-Alpes. Leur lit est si peu profondément creusé et leur pente est si faible, qu'ils forment en plusieurs endroits de vrais marécages, résultant de l'insuffisance de l'écoulement. Je citerai comme régions marécageuses la plaine de la Palud, près de Gap, qui porte bien son nom, et surtout les environs de la Bâtie-Vieille, tant dans le bassin de la Luye que dans celui de l'Avance.

Lacs. — Les lacs sont excessivement rares dans notre région et leurs dimensions sont tout à fait minimes. Je ne puis guère citer qu'un tout petit lac situé au pied de la Croix de Viandre, près de Saint-Apollinaire, les lacs du Col Bas au S. O. du Lauzet et le lac Saint-Lagier, au nord de Montclar.

Plus au sud, les lacs font entièrement défaut ; il en est de même des grands marécages et des véritables ruisseaux. Les uns et les autres sont strictement dépendants de l'existence d'anciens glaciers. Dans les régions où l'on ne trouve pas de traces de ces derniers, on chercherait en vain des surfaces imperméables à faible écoulement, conditions qui sont au contraire parfaitement réalisées dans le nord de notre région, où, comme nous l'avons vu plus haut, les glaciers ont joué un rôle considérable.

Sources. — Les sources sont très abondantes dans notre région, mais elles tarissent souvent en été. La superposition assez fréquente de bancs calcaires à des couches moins perméables donne lieu à de nombreux niveaux aquifères. Voici les principaux : à la limite des Marnes irisées et de l'Infralias ; à la base des calcaires à *Amaltheus spinatus*, dans les environs de Digne ; à la limite des marnes oxfordiennes et des calcaires du Jurassique supérieur ; au contact des mar-

nes aptiennes et du Crétacé supérieur ; à la base des grès aquitaniens, quand ceux-ci reposent sur des couches imperméables. Les successions anormales de terrains, résultant du renversement des couches ou de chevauchements, favorisent également l'existence de sources, souvent très abondantes, comme celles qui jaillissent, presque à la hauteur du col, entre le hameau de Podayeu et le hameau de l'Adrech, près de Tanaron, au contact d'un lambeau de calcaires du Jurassique supérieur et des marnes rouges aquitaniennes, sur lesquelles il repose.

Les brèches calcaires agglutinées, quand elles reposent sur des terrains imperméables, fournissent également des sources très importantes. Je citerai comme exemple celle qui jaillit abondamment de l'amas de brèches situé à l'est du hameau de Tauze, non loin du confluent du Bès et de la Bléone. Cette source est incrustante, comme la plupart de celles qui naissent dans les mêmes conditions. Elle donne lieu à un dépôt abondant de tuf calcaire.

Les tufs calcaires de Remollon doivent probablement leur origine à d'anciennes sources incrustantes, qui jaillissaient des brèches tapissant les escarpements de Lias inférieur.

Sources minérales. — Les sources minérales sont assez nombreuses dans les Basses-Alpes, mais aucune d'elles n'a amené l'établissement d'une station balnéaire. Je citerai, dans la région qui nous occupe, les sources de Nibles, de Lambert et de Digne.

D'après M. Kilian, la source salée de Nibles jaillit des assises triasiques (48, p. 343).

D'après Scipion Gras (7, p. 213), la source salée de Lambert « est située dans le voisinage d'une grange appelée Jaumanette ; elle sort de la molasse marine, non loin de masses gypseuses considérables. Sa saveur est plutôt amère que salée ; ce qui indique qu'elle renferme une proportion considérable de sulfate de magnésie ».

Les sources thermales des bains de Digne jaillissent du pied d'un rocher de calcaire à nodules siliceux du Lias moyen. D'après Scipion Gras, elles seraient au nombre de neuf (7, p. 210) ; M. Jacquot¹ n'en compte que six, dont le débit journalier serait de 2200 hectolitres. La source la plus chaude, dite des étuves, marque 47° cent. L'analyse des eaux, reproduite par Scipion Gras, remonte à 1812 ; il n'a pas encore été publié d'analyse plus récente. L'établissement des bains n'a reçu en 1881 que 200 malades.

¹ Jacquot, Mémoires sur les stations d'eaux minérales de la France, d'après les rapports des médecins-inspecteurs relatifs à la saison thermale de 1881. Ministère du commerce. Comité consultatif d'hygiène publique de France. In-8°, Paris. Imprimerie Nationale, 1885, p. 124.

19 AOÛT 2003

453

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

DISTRIBUTION DES FACIÈS DES DÉPÔTS SECONDAIRES

DANS LE BASSIN DU RHONE (fig. 14).

Faciès calcaréo-vaseux. — Il résulte de mes observations et de celles mes prédécesseurs qu'il existe, dans nos chaînes subalpines, une série tout à fait complète des dépôts mésozoïques (les dépôts crétacés les plus supérieurs exceptés). Nous la trouvons surtout bien développée dans la partie orientale de la région. Si, par exemple, l'on fait passer une coupe dirigée O. S. O.-E. N. E. par Barles et le sommet de Roche-Close, au sud du pic d'Aiguillette, (pl. II, fig. 1), on traverse, à partir du terrain houiller, toute la série du Trias, du Jurassique et du Crétacé, jusqu'au Sénonien, pour arriver enfin au Nummulitique en discordance. Laissons de côté les couches triasiques et examinons, dans ses caractères généraux, l'ensemble des couches jurassiques et crétacées. Nous constatons, du haut en bas de la série, une grande uniformité de faciès, une prédominance des dépôts argileux ou marno-calcaires, une absence complète de roches arénacées, de calcaires zoogènes ou oolithiques : c'est par excellence le *faciès calcaréo-vaseux*. Les caractères paléontologiques des dépôts ne sont pas moins uniformes : les polypiers, les échinodermes, les brachiopodes, les gastéropodes font presque totalement défaut, les lamellibranches sont à peu près réduits aux genres *Posidonomya*, qui pullule dans la partie moyenne de la série jurassique, et *Inoceramus*, très abondant dans la zone inférieure du Bajocien (à Gap) et dans les couches supérieures de la série crétacée.

En revanche, les céphalopodes se rencontrent pour ainsi dire à tous les niveaux, constituant le plus souvent à eux seuls la totalité des restes organiques que la fossilisation a conservés. Il font partie de la faune pélagique¹, qui est, en général, entièrement indépendante de la nature du fond. Le fond vaseux de la mer qui occupait l'emplacement de notre coupe offrait certaine-

¹ L'on désigne souvent les couches caractérisées par la présence de céphalopodes sous le nom de *dépôts pélagiques*; ce terme est impropre, car la faune pélagique peut se rencontrer tout aussi bien dans des dépôts côtiers ou même lagunaires que dans des mers profondes.

ment des conditions défavorables à l'existence des êtres vivants ; de sorte que, abstraction faite des céphalopodes, les couches qui s'y déposaient sont à peu près azoïques, sauf celles dans lesquelles abondent les posidonomyes et les inocérames.

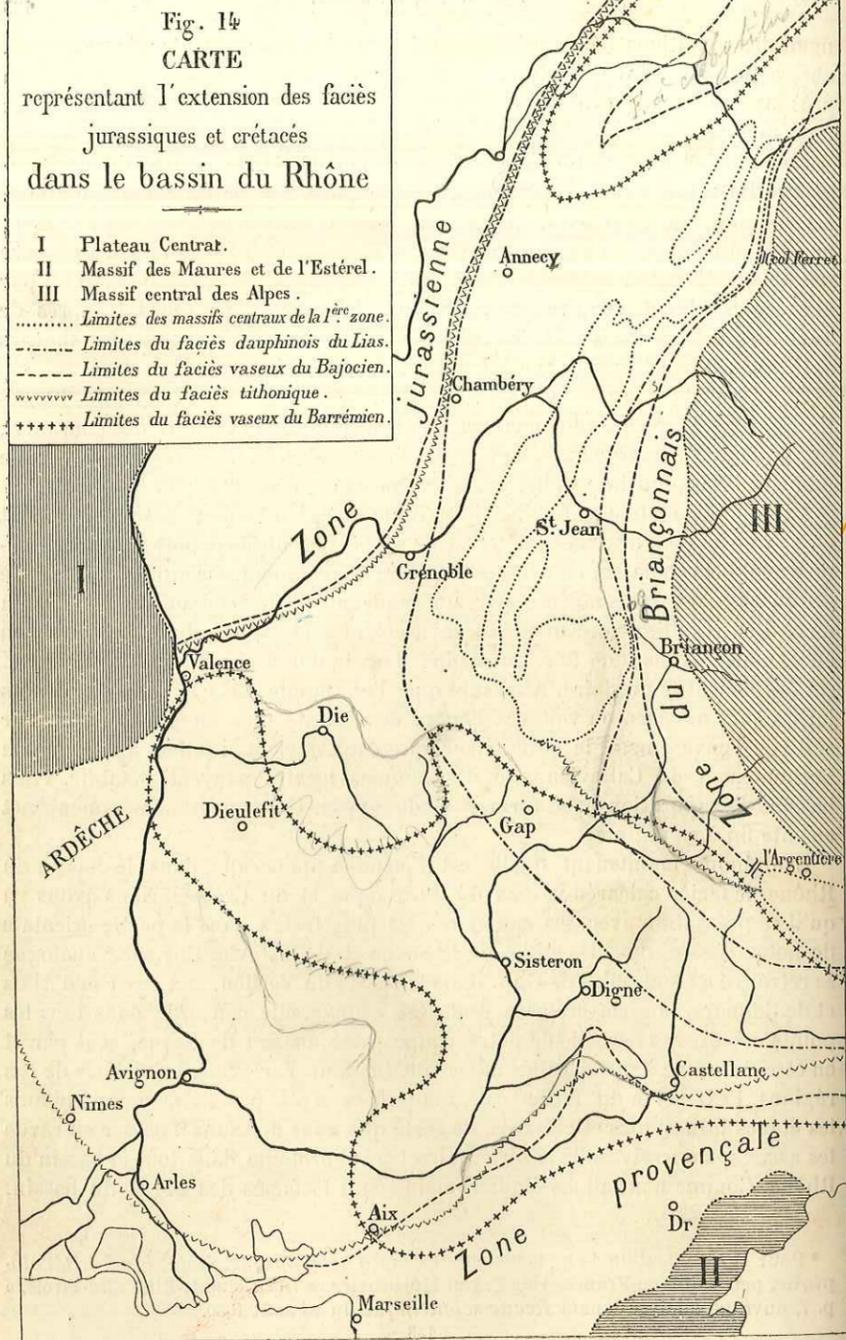
La série jurassique et crétacée des environs de Seyne est parfaitement *isopique*² dans toute sa hauteur, mais, de plus, elle est parfaitement continue. Le seul étage qui, paléontologiquement, n'y soit pas représenté est l'Albien ; mais l'Aptien passe insensiblement au Cénomaniens, de sorte qu'il n'est guère possible d'admettre, entre les deux étages, une lacune par émergence ou par absence de dépôt. D'autre part, M. Kilian et moi avons rencontré près de Tartonne des couches à *Belemnites minimus*, situées au-dessus des marnes aptiennes, desquelles elles ne diffèrent pas minéralogiquement.

On ne constate jamais, dans la série isopique qui nous occupe, des bancs-limites, correspondant à un changement brusque dans la nature des courants ; quand le faciès marneux fait place au faciès calcaire, le passage se fait d'une manière tout-à-fait insensible, par alternances répétées des deux sédiments.

La puissance totale de la série jurassique et crétacée dans notre coupe peut être évaluée à environ 2500 mètres. Une masse pareille de dépôts ne peut se former que dans un bassin en voie continue d'affaissement. Si l'apport constant de sédiments n'est pas compensé par un mouvement descendant du fond de la mer, il en résultera forcément un envasement du bassin ou bras de mer et, en effet, nous voyons, une fois au moins dans la durée des temps jurassiques, cet événement se produire. A mesure que l'on monte dans la série des dépôts jurassiques moyens, on voit ces dépôts devenir de plus en plus vaseux. Par suite de l'envasement, la profondeur des eaux devient si faible, à l'époque du Bathonien et du Callovien, que des lagunes locales peuvent s'établir, vrais bassins d'évaporation avec formation de gypse. Un nouvel affaissement met ensuite fin à ce régime.

Examinons maintenant quelle est l'étendue qu'occupe, dans le bassin du Rhône, le faciès calcaréo-vaseux du Jurassique et du Crétacé. Nous avons vu qu'il se présentait avec ses caractères les plus francs dans la partie orientale de notre région, dans les environs de Seyne et de la Javie. Une série analogue se retrouve au sud-ouest de Gap. Dans le bassin du Verdon, aux environs d'Allos et de Colmars, la série crétacée seule est connue, elle concorde dans tous les points essentiels avec celle de notre coupe prise au sud de Seyne, et il paraît en être de même dans la vallée adjacente du haut Var. Mais, en dehors de ces régions, l'extension du faciès calcaréo-vaseux n'est pas la même pour tous les étages jurassiques et crétacés, de sorte que nous devrions repasser en revue les assises successives de la série, faire leur chorologie dans tout le bassin du Rhône. Comme nous allons étudier maintenant le faciès des bords du bassin,

² Pour la signification de ce terme et de ceux d'*hétéropique*, *isopique*, *hétéropique*, peu usités en France, voir E. von Mojsisovics, « Die Dolomit-Riffe Süd-Tirols, » p. 7, ouvrage analysé dans la *Revue scientifique* du 28 août 1880.



la délimitation du faciès vaseux aux différentes époques ressortira d'elle-même de cette étude.

Faciès provençal. — Le caractère littoral des dépôts secondaires sur les bords du massif émergé des Maures et de l'Estérel a été souvent constaté; il a été mis en lumière encore récemment, avec beaucoup de talent, par M. Marcel Bertrand (54). J'ai donné plus haut, pour la plupart des étages qui nous ont occupés, les caractères du faciès provençal. Ses limites avec le faciès calcaréo-vaseux n'ont pas été toujours les mêmes, mais il existe des récurrences singulières dans leur position, correspondant à des extensions maxima et minima de la zone littorale, lesquelles peuvent dépendre elles-mêmes de l'emplacement du rivage.

Ce n'est qu'à l'époque du Lias que le faciès provençal a empiété sur la région qui fait plus particulièrement l'objet du présent mémoire; je l'ai retrouvé dans toute la partie sud-ouest, et sa limite avec le faciès calcaréo-vaseux coupe presque en diagonale le rectangle qui délimite ma carte.

J'ai indiqué plus haut, d'une manière exacte, les points par lesquels passe cette limite et j'ai montré comment, aux environs de Digne, le passage d'un faciès à l'autre se fait par intercalations réciproques, les calcaires ferrugineux à brachiopodes du Lias moyen, caractéristiques du faciès provençal (ou espagnol), venant se terminer en biseau dans les marnes du faciès calcaréo-vaseux et ces marnes diminuant peu à peu d'épaisseur, jusqu'à disparaître entièrement, quand on se dirige vers le sud.

Le Lias inférieur manque sur les bords du massif des Maures et de l'Estérel; la limite méridionale de ses affleurements passe au sud d'Aix, puis à Rians et s'infléchit de là brusquement vers le nord, pour atteindre Chabrières; de là, elle se dirige de nouveau vers le sud, puis vers l'est, passant au nord de Chasteuil et suivant à peu près le cours de l'Estéron, pour se diriger ensuite vers Nice. Cette ligne conservera une importance considérable pendant toute la durée des époques jurassique et crétacée; à de légères variations près, elle servira de limite entre le faciès provençal et le faciès calcaréo-vaseux d'un grand nombre d'assises. Voici la liste¹ des couches à faciès provençal, dont elle forme la limite septentrionale d'extension:

Bajocien inférieur — couches à *Lima heteromorpha* (faciès de la « mâlière » de Normandie);

* Bathonien moyen — calcaires à nérinées et *Rhynchonella decorata* (faciès analogue au « Great oolite », intercalé entre le Bathonien inférieur et le Bathonien moyen);

* Portlandien — calcaires blancs à *Rhynchonella Astieriani* et *Terebratula moravica* (faciès coralligène du Tithonique);

Valanginien (faciès jurassien à échinides, faisant place au nord au faciès marneux à petites ammonites ferrugineuses);

¹ Les couches marquées d'un* sont celles qui n'atteignent pas, au nord, la localité de Chabrières et qui ne dépassent pas Moustiers.

* Hauterivien — calcaires à *Echinospatagus cordiformis* et *Ostrea Couloni* (faciès jurassien).

Le faciès littoral du Barrémien n'est pas encore bien connu; quant à l'Aptien, il manque au sud de Castellane, sans qu'on le voit prendre des caractères côtiers; le Gault, par contre, fait son apparition au sud de notre limite de faciès et repose à Jabron, à Escragnolles et à Eze, directement sur le Néocomien (Fallot, 40, p. 114). Dans la montagne de Lure, le Gault repose sur l'Aptien, mais il débute toujours par un cordon de couches glauconieuses à rognons de phosphate de chaux, qui ravine l'Aptien (Kilian, 48, p. 287), de sorte que l'on est en droit d'admettre que la mer albienne a détruit les dépôts aptiens sur les bords du massif émergé des Maures. Le Cénomaniien présente à sa partie supérieure, dans la région à faciès provençal, des calcaires et des grès à grandes *Ostrea columba*; ce faciès n'existe pas au nord-est de Chabrières, mais M. Kilian l'a signalé dans la montagne de Lure, à l'ouest de notre région. Il en résulte que l'extension du faciès provençal du Cénomaniien supérieur présentait quelque analogie avec celle du faciès provençal du Lias.

Le faciès littoral des étages supérieurs du Crétacé paraît avoir eu à peu près la même étendue vers le nord que les calcaires blancs du Jurassique supérieur; mais la zone littorale est en grande partie détruite, et l'on ne peut guère citer, comme pouvant s'y rapporter, que les couches turoniennes à *Trigonia scabra* et gastéropodes et les couches sénoniennes à *Ostrea acutirostris* et *plicifera* des environs du Bourguet, d'Eoulx et de Brenon, étudiées récemment par M. Zurcher (58, p. 26-29), et enfin les grès à actéonelles et à *Ostrea plicifera* de la Roque-Estéron (Alpes-Maritimes), découverts par M. Fallot (40, p. 126).

Pour un certain nombre d'étages jurassiques, l'on est obligé d'aller beaucoup plus loin vers le sud, sur le bord même du massif des Maures, pour rencontrer la zone littorale, réduite à une largeur peu considérable. C'est ce qui est arrivé pour le Bajocien moyen et supérieur, pour le Bathonien inférieur et pour l'Oxfordien et le Kimméridgien. En ce qui concerne ces deux derniers étages, leur bande littorale est très étroite, elle est composée de dolomies, qui vont se terminer lenticulairement dans l'Oxfordien calcaire (Bertrand 54, p. 111).

Il résulte avec la plus grande évidence, de l'ensemble de ces faits, que les terrains jurassiques et crétacés, calcaréo-vaseux à l'est et au nord de Digne, prennent, quand on se rapproche du massif ancien des Maures et de l'Estérel, un faciès tout différent, et cela, sans aucun doute, grâce au voisinage d'une terre émergée. Le faciès provençal peut être caractérisé comme faciès sublittoral, voire même littoral dans certains cas.

Faciès briançonnais. — Si, en partant de Digne, au lieu de se diriger vers le sud-ouest, l'on se dirige vers le nord-est, c'est-à-dire vers l'axe central cristallographique des Alpes Cottiennes, l'on constate des changements de faciès tout-à-fait analogues à ceux qui se produisent quand on s'approche du littoral des Maures. Les couches jurassiques et crétacées qui ne disparaissent pas entiè-

rement prennent un faciès particulier, analogue au faciès provençal, et que j'ai désigné sous le nom de *faciès briançonnais*.

On a lu plus haut la description que je donne du faciès briançonnais du Lias et l'on a vu que ce groupe devient bréchoïde et même quelquefois coralligène sur le bord de la 4^e zone alpine de Lory. Le faciès briançonnais du Jurassique moyen et de l'Oxfordien n'est pas connu, les affleurements les plus orientaux de ces étages (col de la Madelaine, col Lombard, chalets d'Arsine, environs de Barcelonnette) ne différant guère par leurs caractères minéralogiques et paléontologiques des mêmes étages dans les Hautes et dans les Basses-Alpes, avec leur faciès calcaréo-vaseux. Tout au plus la présence de ripplemarks dans le Bathonien d'Enchastraye, près Barcelonnette, permet-elle de considérer ces couches comme des dépôts littoraux. Mais il existe une preuve évidente que les étages jurassiques moyens ne s'étendaient guère plus loin à l'est que ne l'indiquent leurs derniers affleurements dans cette direction.

Près de Barcelonnette déjà les couches oxfordiennes supérieures paraissent faire défaut et les calcaires coralligènes de la Maure et du Chapeau de Gendarme, que M. Kilian et moi rapportons au Tithonique, semblent reposer directement sur l'Oxfordien inférieur, tandis que, dans la Haute Ubaye et à l'Argentière, des couches de même âge surmontent immédiatement le Lias, cette lacune accompagnée d'une discordance, a été signalée d'abord par M. Portis¹ et par M. Zaccagna² et vérifiée depuis par M. Kilian.

Les calcaires bréchoïdes de Guillestre, qui appartiennent au Jurassique supérieure, s'étendent vers le sud-est jusqu'au massif de Chabrières, près Chorges, et jusqu'au Morgon. Ils passent latéralement aux calcaires coralligènes des environs de Barcelonnette et appartiennent comme eux à la zone littorale. Le plus beau type de calcaire coralligène tithonique de la zone du Briançonnais se trouve à l'Argentière, dans la haute vallée de la Stura, à une faible distance du massif cristallographique des Alpes Cottiennes. M. Portis, qui a étudié les terrains sédimentaires de l'Argentière dans un mémoire des plus intéressants, décrit ce calcaire coralligène comme une véritable lumachelle, dans laquelle abondent les foraminifères (12 genres), les polypiers (23 genres), les hydrozoaires des genres *Thalaminia*, *Sphaeractinia*, *Ellipsactinia*, les échinides (7 genres), les brachiopodes, les nérinées. Les quelques ammonites ne laissent aucun doute sur l'âge du dépôt.

J'ai énuméré plus haut les affleurements les plus orientaux du Néocomien des Alpes françaises; ils ne présentent encore en aucune façon des caractères littoraux et l'on doit admettre que la zone littorale a été détruite, car, en deux points au moins, au col du Noyer, dans le Dévoluy, et dans les environs de l'Argentière, le Crétacé supérieur repose immédiatement sur le Jurassique supérieur. Au premier de ces points, la discordance angulaire est considérable et indique un important mouvement au commencement de l'époque crétacée. A l'Argentière, la discordance existe également, d'après M. Portis, et le Crétacé supérieur est développé à l'état de calcaire à hippurites. Voici donc quelle est,

¹ *Loc. cit.*

² *Loc. cit.*

en résumé, la succession que l'on observe dans les environs du col de l'Arche ou de la Maddalena :

Nummulitique.
Discordance.
Calcaire à hippurites.
Discordance.
Calcaire coralligène tithonique.
Discordance.
Lias bréchoïde.
Trias.

Quoique la bande du Briançonnais soit encore assez mal connue, les travaux des géologues italiens permettent néanmoins de se faire une idée de l'extension vers le sud-ouest des différents termes de cette série. La discordance du Tithonique sur le Lias se retrouve, d'après M. Zaccagna¹, au sud du massif de Monjoie, dans les Alpes-Maritimes piémontaises. Si les fossiles décrits par Gastaldi² comme paléozoïques appartiennent en réalité au Crétacé, comme le veut Neumayr, le faciès coralligène de ce système existerait également à Sambuco, à Vernante et jusqu'à Calizzano, en Ligurie. Le céphalopode de Sambuco, figuré sur la pl. III de l'ouvrage de Gastaldi et considéré par Michelotti comme paléozoïque me paraît bien plutôt être une ammonite du Crétacé supérieur.

Les discordances entre le Lias et les calcaires coralligènes tithoniques, d'une part, et entre ces derniers et les calcaires à hippurites du Crétacé supérieur ne sont pas propres uniquement à la bordure du grand massif cristallophyllien des Alpes occidentales. M. Steinmann³ a énuméré récemment les affleurements connus jusqu'à présent du Tithonique coralligène à *Ellipsactinia*; dans la Calabre, à Capri et dans le Montenegro, ce faciès est recouvert, comme à l'Argentièrre, par des calcaires à rudistes; dans le Salzkammergut, les deux faciès existent également. On ne peut s'empêcher, en jetant les yeux sur le tableau des affleurements des couches à *Ellipsactinia*, dressé par M. Steinmann, d'être frappé du fait que la plupart de ces points se trouvent sur les bords de massifs anciens, émergés dès la fin des temps primaires et aujourd'hui effondrés, au moins en partie. Il est permis de conclure par analogie que les couches à polypiers et à *Ellipsactinia* et les couches à hippurites de l'Argentièrre se sont également déposées sur les bords d'un massif émergé, l'axe cristallophyllien des Alpes occidentales formant une terre ferme analogue au massif des Maures et bordée comme celui-ci de bandes de faciès littoraux.

Il existe un certain nombre de points, dans la province méditerranéenne, où se manifeste également la transgression tithonique, mais jusqu'à présent il n'est pas possible de mettre ce fait en corrélation avec des mouvements généraux sur le bord de massifs émergés.

¹ *Boll. d. R. Com. geol.* 1887, p. 407.

² Su alcuni fossili paleozoici delle Alpi Marittime e dell' Apennino Ligure, *R. Acc. d. Linc.* ann. CCLXXIV.

³ *Zeitschr. d. D. geol. Ges.* 1890, p. 766.

TABLEAU comparatif des dépôts jurassiques et crétacés dans le Sud du bassin du Rhône.

	Zone littorale des bords du massif des Maures	Zone calcaréo-vaseuse de la Haute-Provence	Zone littorale du bord du massif des Alpes-Occidentales
SENONIEN.	Couches à <i>Ostrea acutirostris</i> et <i>phiferi</i> , grès à actéonelles.	Calcaires à <i>Echinocorys</i> et à inocérames.	Calcaire à hippurites de l'Argentièrre.
TURONIEN.	Couches à <i>Trigonia scabra</i> et <i>gastropodes</i> .	Calcaires à <i>Inoceramus labiatus</i> .	—
CENOMANIEN.	Couches à grandes <i>Ostrea columba</i> .	Calcaires à céphalopodes.	Lacune.
ALBIEN.	Gault à nodules phosphatés.	Marnes sans fossiles analogues aux précédentes.	
APTIEN.	Absent.	Marnes noires à ammonites pyrriteuses.	Lacune.
NÉOCOMIEN.	Calcaire à spatangues.	Barréminien à céphalopodes.	
PORTLANDIEN (TITHONIQUE).	Calcaires blancs.	Calcaire à crocères.	
KIMMÉRIDGIEN.	Couches à <i>Ostrea virgula</i> .	Marnes à ammonites ferrugineuses.	
OXFORDIEN. CALLOVIEN.	Couches marseuses à céphalopodes, zone littorale dolomitique très réduite.	Calcaire et marno-calcaires à céphalopodes.	Calcaire coralligène à <i>Ellipsactinia</i> .
BATHONIEN. BAJOCIEN.	Bathonien moyen à <i>Rhynch. decorata</i> . Bajocien inf à <i>Lima heteromorphia</i> .	Calcaires à crocères.	Calcaire bréchoïde de Guil-lestre.
LIAS.	Lias supérieur souvent absent. Lias moyen siliceux à brachiopodes. Lias inférieur absent.	Niveau de Berrias. Niveau de Stramberg. Niveau du Diphy-Kalk.	?
INFRALIAS.	Dolomites.	Calcaires à <i>Aspidoceras acanthicum</i> .	? Lacune.
		Couches marseuses à céphalopodes. Schistes à posidonomes.	Lacune.
		Schistes à posidonomes. Calcaires à céphalopodes.	Lacune.
		Lias schisteux à ammonites. Lias calcaire à rares bélemnites.	Lias bréchoïde à brachiopodes ou coralligène.
		Calcaire.	? Calcaire.

Le tableau ci-contre permet d'embrasser d'un coup d'œil les modifications que subit la série calcaréo-vaseuse du Jurassique et du Crétacé des Basses-Alpes, lorsque l'on se dirige vers le massif des Maures et vers le massif des Alpes occidentales. Il correspond à peu près à une coupe dirigée du S. O. au N. E. et passant par Draguignan et le col de l'Argentière.

Distribution des faciès dans le nord et dans l'ouest du bassin du Rhône. — Dans toute la région située entre le cours du Buech et celui du Rhône, le Lias, le Bajocien et le Bathonien sont encore entièrement inconnus, ils sont cachés partout par des couches plus récentes. Toutefois, l'on peut tirer des caractères que prend le Lias dans la partie occidentale de notre région et sur la rive gauche du Drac la conclusion que ce groupe est représenté, dans toute la région qui s'étend des Hautes-Alpes à l'Ardèche, par un faciès analogue au faciès provençal. Il n'en est pas de même du Bajocien et du Bathonien, qui ne subissent aucune modification vers la limite occidentale de notre région et qui se présentent dans l'Ardèche avec des caractères tout à fait analogues à ceux que nous leur connaissons dans le bassin de la Durance. J'en dirai autant de tout le Jurassique supérieur, mais, pour ces étages, nous n'en sommes plus réduits à des hypothèses, car nous pouvons les suivre presque pas à pas depuis les Hautes et les Basses-Alpes par la Drôme et Vaucluse jusque dans l'Ardèche et dans le Gard, sans que nous les voyions subir des modifications de faciès de quelque importance.

Vers le nord, nous voyons également les mêmes étages conserver leurs caractères, dans les chaînes subalpines et dans les premières zones alpines de l'Isère et de la Savoie, et nous les retrouverons encore avec le faciès calcaréo-vaseux dans une grande partie du Faucigny, du Chablais et des cantons de Vaud, de Fribourg et de Berne.

Pendant toute la durée du Jurassique moyen et supérieur, le faciès calcaréo-vaseux occupait donc un espace très considérable, allant des Alpes au Plateau-Central; il nous reste à fixer ses limites extrêmes. Nous avons vu quelles elles étaient vers le sud, sur les bords du massif des Maures; nous retrouvons le faciès provençal, au moins pour le Jurassique supérieur, dans l'Hérault; j'admettrai donc, avec M. Marcel Bertrand (54, p. 110), que la zone littorale s'étendait au sud du bassin du Rhône depuis le massif des Maures jusqu'au Plateau-Central. Elle devait, me semble-t-il, correspondre, sinon à une terre émergée fermant le bassin, du moins à un haut-fond. Au nord de l'Hérault et jusqu'à Valence, le faciès littoral du Jurassique supérieur n'est pas connu, sur les bords du Plateau-Central; mais nous retrouvons un faciès tout à fait analogue au faciès provençal, au nord-ouest d'une ligne allant de l'embouchure de l'Isère au massif de la Grande-Chartreuse, puis à l'ouest d'une ligne se dirigeant vers le N. N. E. de Grenoble, par Chambéry et Annecy et passant entre le Salève et les Voirons. Nous appellerons ce faciès le *faciès jurassien*; il n'est jamais franchement littoral, mais paraît correspondre à des dépôts de mers moins profondes que celles du faciès calcaréo-vaseux. Toutefois, à l'époque de l'Oxfordien et du

Kimméridgien inférieur, le faciès calcaréo-vaseux à céphalopodes a envahi tout le bord sud-est de la région jurassienne.

Voici, dans l'ordre chronologique, les couches à faciès jurassien qui diffèrent le plus des couches de même âge à faciès calcaréo-vaseux subalpin :

Lias supérieur ferrugineux (la Verpillère, Villebois);

Bajocien à entroques (Crussol, Crémieu, Mont-du-Chat);

Bathonien à *Ostrea acuminata* et *Pholadomya Murchisonæ* (Mont-du-Chat);

Kimméridgien et Portlandien avec bivalves ou faciès coralligène (l'Echaillon, Lémenc, Cirin, Salève, etc.);

Purbeckien saumâtre et d'eau douce (Banchet, près Chambéry, Cluse de Chailles).

Il est évident que les limites du faciès jurassien et du faciès alpin ont subi de nombreuses oscillations pendant la durée de la période jurassique, aussi voit-on souvent, surtout aux environs de Chambéry, des couches de faciès jurassien s'intercaler dans la série subalpine et *vice versa*.

A l'époque du Crétacé inférieur, ces variations dans les limites des deux faciès sont encore plus fréquentes. Les alternances de couches néocomiennes alpines et jurassiennes dans les environs de Grenoble sont classiques, depuis les travaux de Lory. D'une manière générale, toutefois, ce qui caractérise la partie inférieure de la période crétacée, c'est l'envahissement, par le faciès jurassien, des régions qui présentaient jusqu'à présent le faciès calcaréo-vaseux subalpin. A l'époque néocomienne, le faciès vaseux est réduit, dans les chaînes subalpines de la Suisse occidentale et de la Savoie, à une bande tout à fait étroite, limitée aux chaînes externes (Néret, près Bonneville¹, Voirons, Veveyse près Châtel-Saint-Denis, etc.), et il est probable qu'à l'époque du Néocomien supérieur, la zone pélagique suisse était séparée du grand bassin barrémien de la Provence par un district à faciès jurassien sans céphalopodes; ce qui expliquerait les différences assez considérables qui existent entre la faune des céphalopodes du Néocomien des Alpes suisses et celle des Alpes françaises.

Le faciès à rudistes de « l'Urgonien » envahit une grande partie des régions caractérisées précédemment par la persistance du faciès calcaréo-vaseux. Il occupe tout le versant suisse du Jura, toutes les chaînes subalpines suisses, toute la Savoie², toute l'Isère et tout le Diois. Dans le sud-ouest du bassin du Rhône, il s'étend dans l'Ardèche, dans le Gard, dans Vaucluse et dans la partie sud-ouest des Bouches-du-Rhône. Le faciès calcaréo-vaseux du Barrémien est réduit à une zone assez étroite séparant le Diois de la chaîne du Ventoux et atteignant vers le nord les environs de Valence.

Le faciès vaseux à céphalopodes de l'Aptien possède à peu près la même extension que le Barrémien; tandis que le Gault typique, dans son faciès glauconieux à rognons de phosphate, existe précisément *en dehors* des limites du faciès vaseux de ces deux étages.

¹ A. Favre, *Mont-Blanc*, t. I, p. 441.

² A l'exception, peut-être, du Chablais et des chaînes externes des Alpes Vaudoises.

Pendant la période du Crétacé supérieur, les chaînes subalpines de la Suisse, de la Savoie et du Dauphiné sont envahies de nouveau par le faciès caractéristique de la Haute-Provence. C'est encore le faciès calcaréo-vaseux, mais les échinides des genres *Echinocorys* et *Micraster* viennent s'adjoindre aux inocérames et aux céphalopodes. Dans les Préalpes romandes, la « craie » est remplacée par un schiste rouge ou gris à foraminifères, mais la faune reste la même.

La partie sud-ouest du bassin du Rhône cesse définitivement de présenter le faciès calcaréo-vaseux et, pendant tout le Crétacé supérieur, le contraste entre le type rhodanien à lamellibranches, à gastéropodes, à polypiers et à rudistes et le type alpin est nettement accusé (V. Fallot, *l. c.*).

La craie n'est pas connue dans le Jura, mais en revanche elle existe à l'état décalcifié dans le Maconnais (Munier-Chalmas), et l'on doit admettre que la mer crétacée supérieure de la Haute-Provence et du Dauphiné communiquait par le détroit morvano-vosgien avec celle du bassin de Paris.

Je n'ai pas parlé jusqu'à présent de la zone littorale qui devait border la partie septentrionale des Alpes occidentales et qui devait former la continuation de la zone du Briançonnais, que j'ai décrite plus haut. Cette zone littorale n'est que très incomplètement connue et elle a dû être détruite dans sa presque totalité par dénudation. Celle du Lias est seule conservée à peu près en entier, j'ai donné plus haut ses caractères. On ne peut attribuer jusqu'à présent à la zone littorale du Jurassique moyen, sur la rive gauche du Rhône, que l'unique affleurement du col Ferret, à l'est du massif du Mont-Blanc (V. p. 89). Sur la rive droite du Rhône, le Bajocien de la vallée de la Lizerne présenterait, d'après M. Renevier¹, des caractères littoraux; cet auteur cite *Acteonella pulchella*, *Leda anglica* (?), *Nucula Hammeri*, *Pecten pumilus*. Plus au nord-est, sur les bords du massif ancien de l'Aare, le faciès littoral du Jurassique moyen est nettement accusé; mais déjà à partir du lac de Thoune, le faciès calcaréo-vaseux n'existe plus et le faciès jurassien de l'Argovie est en continuité par les affleurements des bords du lac de Lucerne et des Alpes de Glarus avec le faciès littoral alpin.

La zone littorale du Jurassique supérieur sur le bord du grand massif ancien des Alpes occidentales n'est pas connue au nord de Guillestre. Je ne connais aucun lambeau pouvant appartenir à ce groupe dans les chaînes alpines de la Savoie; pour M. Renevier², toutefois, le Malm correspond au maximum d'affaissement, la mer occupait toute l'étendue des Hautes-Alpes vaudoises et pénétrait même entre les divers noyaux cristallins des Alpes pennines.

Les dépôts crétacés inférieurs prenant le type jurassique dans presque toute la région des chaînes subalpines du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale, il est inutile d'examiner s'ils prennent des caractères littoraux ou sublittoraux, quand on s'approche de l'ancien rivage alpin. D'ailleurs, on n'en connaît pas la moindre trace dans les zones alpines. Il en est de même du Crétacé supérieur.

¹ Renevier, Monographie des Hautes-Alpes Vaudoises. *Mat. carte géol. suisse* livr. XVI, p. 188.

² *Ibid.*, p. 509.

Il me reste à dire quelques mots sur un accident particulier qui vient s'intercaler, dans la zone du Chablais et dans sa continuation dans la Suisse occidentale, entre deux bandes à faciès calcaréo-vaseux. Je veux parler des couches à *Mytilus*. J'ai discuté plus haut les conditions dans lesquelles elles s'étaient formées. On ne peut guère expliquer leur présence au milieu d'une zone à faciès pélagique que par un haut-fond parallèle à la direction des Alpes et partiellement émergé. Il importe de remarquer, en outre, que c'est précisément dans l'axe de la zone des couches à *Mytilus* que se trouvaient également les récifs coralligènes qui ont donné naissance au « Corallien » de Wimmis, qui formait également, dans les Préalpes Bernoises, une bande étroite comprise entre deux zones du Jurassique supérieur à faciès calcaréo-vaseux.

Si donc nous faisons une coupe analogue à celle que nous avons résumée dans le tableau p. 461, mais allant cette fois-ci du grand massif cristallophyllien des Alpes occidentales au Jura et passant à peu près par le col Ferret, le Mont-Blanc, le Chablais et le Haut-Jura, nous traverserions les zones suivantes de dépôts du Jurassique moyen :

- 1° Zone littorale alpine (Val Ferret);
- 2° Zone calcaréo-vaseuse (chaîne de la Dent du Midi);
- 3° Zone lagunaire des couches à *Mytilus*;
- 4° Zone calcaréo-vaseuse (chaînes externes);
- 5° Zone jurassienne à caractères sublittoraux.

A l'époque du Néocomien inférieur, le faciès jurassien envahit les zones 2 et 4, la zone 1 est probablement émergée et c'est la zone 3 qui devient la zone lagunaire.

Il existe un parallélisme remarquable entre la zone littorale ou sublittorale des bords du massif des Maures et la zone jurassienne.

Dans cette dernière, toutefois, on ne rencontre pas les lacunes si fréquentes dans la série de la zone provençale, et les dépôts ne présentent jamais un faciès franchement littoral; mais nous avons vu que la série jurassienne était caractérisée, dans la plupart des niveaux (le Callovien et l'Oxfordien exceptés), par des dépôts à faciès sublittoral, qui ont dû se déposer dans une mer moins profonde que ceux de la zone calcaréo-vaseuse. Si nous suivons la limite du faciès jurassien et du faciès calcaréo-vaseux, de Valence au lac de Genève, nous constatons qu'elle est parallèle à la direction des plis varisiques (ou hercyniens) de la partie orientale du Plateau Central. Des travaux récents ont montré la continuation de ces plis sous la vallée du Rhône; comme, d'autre part, la bordure du Plateau Central entre Valence et Lyon ne paraît pas correspondre à une grande fracture, l'on peut admettre que les plis varisiques se prolongeaient sous le plateau miocène de l'Isère, passaient sous le Jura, dont ils déterminaient d'avance les directions orotectoniques, en s'infléchissant vers le nord, puis peut-être de nouveau vers le nord-est et finalement vers l'est, en se rapprochant peu

à peu de la bordure des Alpes¹. Cet arc hypothétique de la chaîne variscique formait, à l'époque secondaire, un haut-fond immergé, dont la présence explique parfaitement le caractère sublittoral des dépôts jurassiens.

Entre le massif émergé des Alpes centrales et le haut-fond de la zone jurassique (géanticiinal), la zone des chaînes subalpines et les premières zones alpines formaient à l'époque secondaire un géosynclinal, au fond duquel se déposaient les sédiments calcaréo-vaseux, tandis que sur les bords il se formait des dépôts littoraux ou sublittoraux. Le géosynclinal suivait exactement la bordure externe du grand massif central des Alpes occidentales, décrivant un énorme arc de cercle passant par les Alpes calcaires de la Suisse, de la Savoie, par le Dauphiné, la Haute-Provence et gagnant la Méditerranée par les Alpes-Maritimes. C'est surtout à l'époque du Lias qu'il était le mieux dessiné ; pendant le reste de la période jurassique, son bord externe était effacé de Grenoble à Digne, le faciès pélagique s'étendant à toute la partie centrale du bassin du Rhône. A l'époque du Crétacé inférieur, d'importants changements dans la distribution des faciès se produisent à la suite de mouvements orogéniques sur lesquels je vais avoir à revenir ; mais, à l'époque du Crétacé supérieur, le géosynclinal reprend peu à peu la position qu'il occupait à l'époque du Lias², toute la partie centrale et méridionale du bassin du Rhône présentant désormais un faciès différent de celui de la région subalpine.

L'hypothèse d'un géosynclinal subalpin rend parfaitement compte du caractère des faciès dans le bassin du Rhône. La nature vaseuse et la continuité des sédiments s'expliquent par la plus grande profondeur de la mer, par des courants très constants et par des oscillations très lentes dans l'axe du synclinal. Le caractère sublittoral des dépôts sur les bords du synclinal, leur nature souvent bréchoïde, les lacunes nombreuses que présente leur succession, les transgressions et les régressions d'un terme par rapport à l'autre, tous ces faits s'expliquent par le voisinage d'une côte, par des courants d'intensité très variable et par des oscillations fréquentes et brusques dans la hauteur absolue du fond de la mer.

La rareté des fossiles autres que les céphalopodes, les inocérames et les posidonomyes, dans l'axe du géosynclinal, est une conséquence de la nature vaseuse du fond, qui était sans doute défavorable à la vie organique ou tout au moins à la conservation du test des animaux. La faune pélagique, indépendante de la nature du fond, a, dans bien des cas, laissé seule des témoins de son existence

¹ L'hypothèse d'une chaîne ancienne située en avant de la bordure externe des Alpes n'est pas nouvelle, plusieurs faits mis récemment en lumière viennent à son appui. V. *Ann. géol. univ.*, t. V, p. 808 et C. Diener, l. c., p. 56.

² Toutefois la mer à dépôts crayeux du Dauphiné et de la Haute-Provence communiquait directement, comme je l'ai dit plus haut, avec le bassin de Paris, par le détroit morvano-vosgien. Dans l'état actuel de nos connaissances, il est impossible de savoir si la partie méridionale du Jura était immergée ou si elle ne formait pas plutôt un Promontoire, séparant le bras de mer de Mâcon du bras de mer subalpin de la Savoie et de la Suisse.

et encore n'est-ce qu'en certains points privilégiés, où, sous l'influence des courants, les coquilles des ammonites venaient s'accumuler. Ailleurs des masses énormes de couches sont entièrement azoïques.

Sur les bords du synclinal, par contre, les êtres organisés pullulaient dans les eaux peu profondes, non vaseuses ; les polypiers, les rudistes, les gastéropodes pouvaient trouver des conditions favorables, et il se formait, sur une vaste échelle, des dépôts zoogènes.

Caractères zoogéographiques des dépôts secondaires de la région subalpine. — Rien n'indique qu'à l'époque du Trias les courants qui amenèrent en Europe les faunes méditerranéenne et juvavique aient pénétré dans le synclinal subalpin du versant français des Alpes occidentales. Il en est de même à l'époque du Lias, car la faune de ce groupe, dans les Alpes françaises et dans les Alpes suisses, ne contient que tout à fait sporadiquement des éléments méditerranéens, contrairement à ce qui a lieu dans le Lias moyen et supérieur de l'Aveyron.

Pendant toute la durée de l'époque du Jurassique moyen et supérieur, par contre, l'abondance des *Phylloceras* à tous les niveaux montre bien que la faune méditerranéenne a pu pénétrer sans difficulté dans le bassin du Rhône, s'étendant sur toute la région à faciès calcaréo-vaseux, sans en dépasser beaucoup les limites, car l'on sait que, par exemple, les *Phylloceras* ne se rencontrent qu'assez rarement dans les dépôts bajociens du Lyonnais, c'est-à-dire dans la zone jurassienne. Dans le Bajocien et le Bathonien des Alpes de la Suisse occidentale, les *Phylloceras* sont encore très abondants, mais ils paraissent se trouver bien plus rarement à l'est du lac de Thoune. Il est donc probable qu'à l'époque du Jurassique moyen les courants à faune méditerranéenne longeant les Alpes étaient dirigés du sud au nord et qu'ils se faisaient sentir avec moins d'intensité dans la Suisse centrale. A l'époque du Jurassique supérieur une zone continue de couches à faune méditerranéenne s'étend sur toute la bordure septentrionale des Alpes Suisses, mettant en communication directe le bassin du Rhône avec la mer qui baignait les Alpes orientales.

A l'époque néocomienne la faune pélagique méditerranéenne commença par avoir une extension considérable dans l'Ouest de l'Europe, pénétrant jusque dans le Jura et le bassin de Paris, où toutefois les *Phylloceras* n'ont pas encore été signalés. Il n'en est plus de même au Barrémien : la faune si particulière de ce sous-étage n'atteint plus, dans le bassin du Rhône, vers le nord, la latitude de Grenoble ; c'est probablement par les Alpes-Maritimes qu'elle a pénétré en Provence. La faune barrémienne des Alpes suisses (Veveysse, couches de l'Altmann) ne dépasse pas, vers le sud-ouest, le Chablais ; elle diffère suffisamment de celle de Provence pour que l'on soit en droit d'admettre qu'elle n'a pas été amenée dans les Alpes par les mêmes courants que cette dernière. Il est probable qu'elle venait de l'est.

La distribution des céphalopodes de l'Aptien et du Gault est encore trop peu

étudiée pour qu'il soit possible, dès à présent, de faire des hypothèses sur la marche des faunes.

Nous avons vu déjà qu'à l'époque crétacée supérieure le faciès des dépôts subalpins était le même que celui du bassin de Paris, mais la direction des courants était précisément inverse de celle de l'époque néocomienne. Ce ne sont plus les courants méditerranéens qui pénètrent jusque dans le bassin de Paris, mais ce sont les courants froids des mers du Nord qui viennent baigner le pied des Alpes en suivant le géosynclinal et qui amènent les *Micraster* et les bélemnites jusqu'à Nice¹.

A l'époque tertiaire, les zones externes des Alpes occidentales sont rendues de nouveau à la province méditerranéenne, la mer nummulitique venant occuper le géosynclinal subalpin.

¹ Ce dernier fait est professé depuis longtemps par M. Munier-Chalmas dans ses cours de l'Ecole Normale et de la Sorbonne.

CHAPITRE VII

DISLOCATIONS

Les dislocations qui ont affecté nos chaînes subalpines n'avaient encore fait l'objet d'aucun travail d'ensemble, et la partie occidentale de la région avait seule été étudiée au point de vue orotectonique par M. Kilian (48, p. 380-392). En ce qui concerne notamment les environs d'Esparron et du Caire, j'aurai quelques rectifications à présenter au travail de mon confrère, mais je m'empresse de reconnaître que les relations des chaînes des environs de Saint-Geniez avec la montagne de Lure y sont traitées avec beaucoup de talent.

Je m'occuperai d'abord, dans ce chapitre, de décrire région par région les dislocations de nos chaînes subalpines, puis j'entreprendrai d'en faire la synthèse, en établissant les relations qu'elles présentent entre elles et en recherchant quelle a été la succession dans le temps des phénomènes qui leur ont donné naissance.

1° Région septentrionale.

Toute la partie septentrionale de notre région, c'est-à-dire celle qui est située au nord de la Durance, présente une structure très simple, surtout si on la compare à celle des environs de Barillonette, du massif de Chabrières et de la partie centrale de notre région, où des dislocations très compliquées se sont produites. Une bande continue de marnes calloviennes et oxfordiennes, décrivant un vaste demi-cercle, dont le centre serait Remollon, limite à l'ouest, au nord et à l'est notre région, laissant en dehors les crêtes jurassiques supérieures de Ceûze, de Charance, de la Rochette, de Chabrières et de Pontis. Les couches plongent régulièrement vers la périphérie du demi-cercle, de sorte que, si l'on se dirige vers le centre, l'on rencontre des couches de plus en plus anciennes : d'abord une bande de Jurassique moyen, puis une bande de Lias supérieur et enfin des affleurements de Lias inférieur.

Au S.E. de Gap, la régularité de cette succession est troublée par une faille locale, parallèle à la direction des couches, formant à peu près un angle droit et amenant un retour du Bajocien et du Lias supérieur, comme l'indique la

coupe pl. III, fig. 4. La limite du Lias supérieur et du Bajocien est marquée partout par un abrupt tourné vers le centre du demi-cercle.

Les deux vallées de l'Avance et de la Durance (entre l'embouchure de l'Ubaye et Tallard) entament profondément la série des couches; c'est grâce à elles qu'affleurent les calcaires de la partie inférieure du Lias. A Remollon on peut même observer leur substratum, les schistes à séricite, et constater, en ce point, l'absence du Trias. Les deux affleurements liasiques de Saint-Etienne-d'Avançon et de Remollon dessinent une voûte surbaissée, dont l'axe est dirigé N.O.-S.E.

Le Lias inférieur (et l'Infralias) apparaît également à la Saulce: il chevauche sur le Lias supérieur (fig. 3), et la ligne de contact anormal, amorcée en ce point, paraît se continuer vers le N.O., dans le massif de Barillonnette, en dehors des limites de notre région.

2° Région orientale.

La partie orientale de notre région n'est pas moins régulièrement bâtie que la partie septentrionale. En effet, de la vallée de la Durance à la vallée de l'Asse, s'étend une bande continue de couches jurassiques et crétacées plongeant très uniformément vers le N.E. ou vers l'E., si l'on fait abstraction de quelques dislocations qui n'affectent qu'une surface peu considérable et qu'il me reste à décrire.

Entre Auzet et l'Infernet apparaissent, au milieu des schistes du Lias moyen et supérieur, des calcaires du Lias inférieur et des gypses triasiques. L'accident qui fait affleurer ces couches est très curieux et mérite d'être étudié en détail. Au sud du Lauzerot, c'est-à-dire au N.O. d'Auzet, il se présente sous la forme d'un anticlinal droit n'amenant au jour que le Lias inférieur (fig. 15 a). Plus près d'Auzet, au pied de la Rasinière, l'anticlinal se déjette vers le S.S.O., son flanc méridional étant redressé verticalement. Le Trias n'apparaît pas encore (fig. 15 b). Au-dessous de l'Infernet, sur le côté droit du ravin, l'anticlinal se renverse vers le sud, son flanc inférieur est légèrement étiré, le noyau triasique fait son apparition (fig. 15 c). Sur le côté gauche du ravin, enfin, le flanc inférieur du pli couché est entièrement étiré, de sorte que le Trias repose directement sur les schistes du Lias supérieur (fig. 15 d). En même temps, l'anticlinal tend de nouveau à se redresser, de sorte que le pli-faille prend l'aspect d'une faille ordinaire. Au S.E. de l'affleurement triasique, c'est le Lias inférieur qui bute contre les schistes du Lias supérieur, et la bande mince qu'il forme disparaît bientôt entièrement.

Entre Barles et Auzet, le Bès entame profondément toute la série des couches triasiques jusqu'à leur substratum de terrain houiller. L'apparition de ces couches est due à un bombement dont l'axe est dirigé O.N.O. E.S.E.

Exactement dans le prolongement du bombement de Barles et orientés dans la même direction que lui, se trouvent, vers le S.E., les plissements de Beaujeu

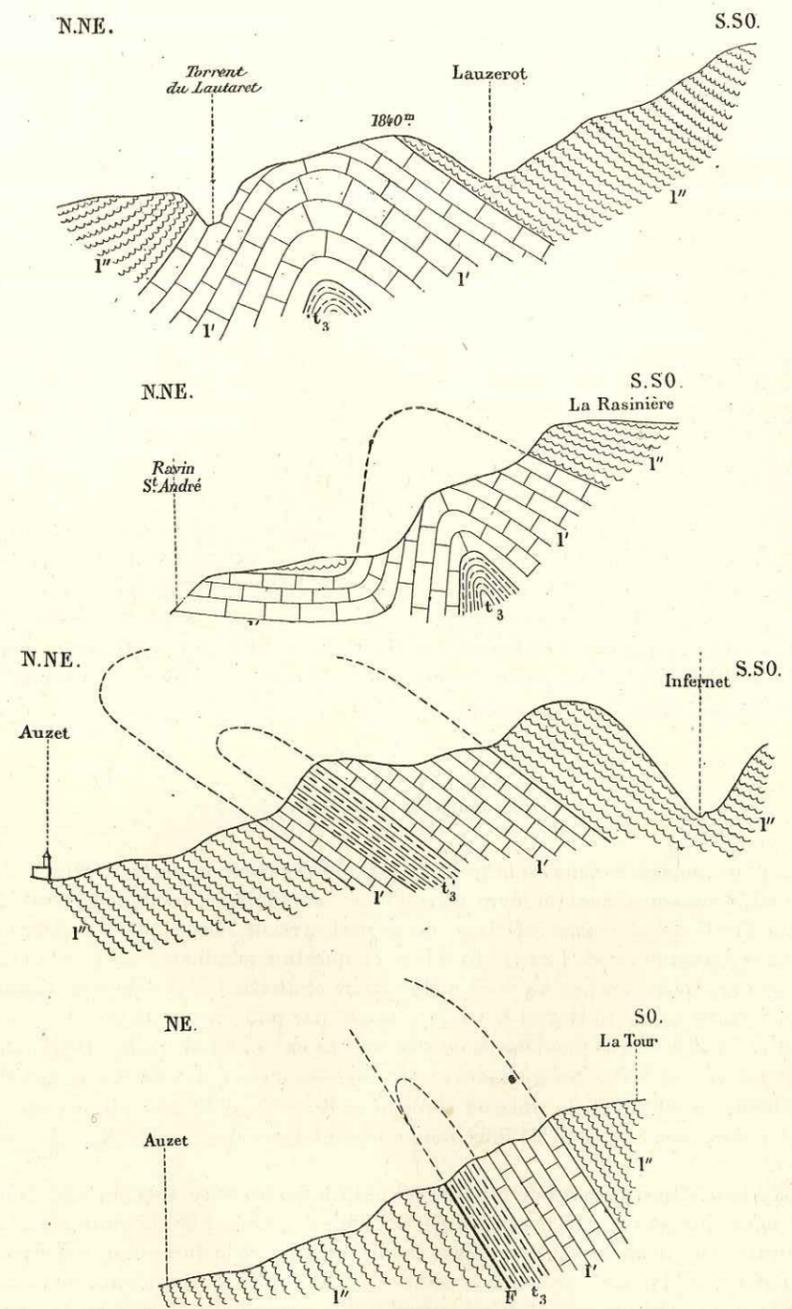


Fig. 15.
Coupes du pli d'Auzet.
t₃ Trias supérieur. — l' Lias calcaire. — l'' Lias schisteux.

et de Blégiers, dont les coupes fig. 3 et 4, pl. II, indiquent l'allure. La première, conduite à peu près parallèlement au cours de l'Arigeol et du Garèbre, coupe à Beaujeu un anticlinal faisant apparaître les calcaires du Lias et, en aval de ce point, un synclinal qui se traduit par une bande de Bathonien, comprise entre deux bandes de Bajocien. La deuxième coupe, qui suit sensiblement le cours de la Bléone, passe par deux anticlinaux et deux synclinaux. L'anticlinal de Blégiers fait apparaître les marnes oxfordiennes entre deux barres de calcaires du Jurassique supérieur. Celui de Champourcin n'amène au jour que les couches bajociennes. Il est compris entre une bande de Néocomien et une bande de Bathonien, correspondant chacune à un synclinal. Le deuxième synclinal forme la continuation directe de celui de la première coupe, tandis que le synclinal de Néocomien s'est produit par suite d'un dédoublement de l'anticlinal de Beaujeu. Ce dernier, de même que sa branche occidentale, est déjeté vers le S.O., tandis que la branche de Blégiers est droite.

Parallèlement aux plis de Beaujeu, l'on observe, entre Saint-Pierre et Mairiaud, des dislocations locales peu importantes, affectant le Jurassique supérieur et le Néocomien. L'on doit également considérer comme un accident local la faille dirigée nord-sud et mettant en contact, au nord du col de la Cine, les marnes oxfordiennes et les marnes aptiennes. C'est à cette faille qu'est due l'interruption momentanée de la crête jurassique des Dourbes, entre le sommet de Pompe et le sommet de Cluchemet. La direction de cette faille est la même que celle de Clumanc, le long de laquelle a été conservée une bande de Nummulitique butant contre le Cénomaniens.

3° Région centrale.

La partie septentrionale de notre région est limitée vers la partie centrale par une faille sinueuse, dont la lèvre méridionale est affaissée, mettant partout en contact le Trias ou le Lias inférieur, d'une part, avec le Jurassique supérieur ou les grès aquitaniens, de l'autre. La faille en question commence un peu à l'est de Bréziens, passe un peu au nord de Bellafaire et de Gigors, suit presque rigoureusement le cours du Grand-Riou, en passant par Faucon (pl. III, fig. 2), et fait ensuite un coude brusque de près de 90°, un peu en amont du Caire. De là, elle se dirige vers le N.O., franchissant le col entre les montagnes de Malaup et de Chaillans, et atteint la Durance au château de Rousset, pour se continuer sur la rive droite, dans le massif de Barcillonnette, en dehors des limites de notre région.

La partie située au nord de la faille présente une structure très simple, ainsi que nous l'avons vu plus haut ; la partie affaissée, au sud de la faille, est, au contraire, très disloquée. Au voisinage même de la faille, le Jurassique supérieur du Caire a subi des plissements, accompagnés de ruptures, qui n'ont rien de régulier et qu'il est difficile de schématiser. La crête de Chaillans est traversée par

un décrochement de peu d'importance. Une faille perpendiculaire à la faille principale, faisant buter à Faucon les grès aquitaniens contre les marnes oxfordiennes, n'a également qu'une importance locale (pl. III, fig. 5). Il n'en est pas de même des dislocations qu'ont subies les couches jurassiques dans les environs immédiats de Turriers et qui se rattachent à des mouvements orogéniques d'une importance capitale pour la structure de nos chaînes subalpines.

La faille de Faucon et de Gigors rencontre à l'est de Bréziens, à peu près à angle droit, une faille dirigée du nord au sud et mettant en contact les schistes du du Lias et les marnes oxfordiennes. Non loin du col de Saint-Martin, cette dernière faille s'infléchit vers le S.O. et atteint le village d'Astoin. Nous avons vu plus haut que d'Astoin à Barles s'étendait une bande continue de Trias supérieur, plongeant régulièrement vers l'est sous la série des couches jurassiques de la région orientale, tandis qu'elle est limitée vers l'ouest par une ligne sinueuse, parallèle à ses lignes d'affleurement, et le long de laquelle elle est successivement en contact avec le Lias, le Jurassique moyen, le Jurassique supérieur et l'Aquitaniens. Les limites respectives des affleurements de ces terrains coupent presque normalement la ligne de contact, comme si le Trias se trouvait en discordance de stratification sur les différents termes de la série. Il est évident qu'il ne peut en être ainsi et que c'est à une *discordance mécanique* que nous avons affaire. Le Trias supérieur et les couches jurassiques qu'il supporte ont été refoulés parallèlement à leurs plans de stratification sur un ensemble de couches antérieurement disloquées. En effet, il ne peut y avoir contact par faille verticale, car, dans ce cas, l'intersection du plan de la faille avec la surface du sol devrait être une ligne droite. La sinuosité de la ligne d'intersection et son parallélisme avec les sinuosités décrites par la limite du Trias et du Lias montrent bien que le contact anormal des deux masses de terrains est dû à une faille inverse, donnant lieu à un *recouvrement*, à un chevauchement du Trias sur des couches plus récentes.

Un fait bien plus singulier encore se voit au nord de Bayons. Une masse de Trias de forme plus ou moins elliptique, de 3 Km 1/2 de grand axe sur 2 Km 1/2 de petit axe, est entièrement isolée au milieu de couches jurassiques. En suivant le chemin de Bayons à Astoin (fig. 16a), on la voit successivement reposer sur les marnes calloviennes, sur les schistes bathoniens, sur le Bajocien, sur le Lias supérieur et sur le Lias moyen. Toutes ces assises sont redressées et plongent vers le S.E., le Trias est à peu près horizontal, et l'on peut voir nettement ses gypses reposant sur les tranches des couches jurassiques. Le même fait se reproduit sur la rive gauche du torrent du Rouinon. Le lambeau triasique de Bayons constitue donc un véritable lambeau de recouvrement, analogue à ceux que M. Marcel Bertrand a décrits dans la Basse-Provence.

La ligne de contact anormal Astoin-Barles se trouve, sur la rive gauche du torrent d'Astoin, environ à la même cote que la limite du Trias du lambeau de Bayons et des couches jurassiques sur lesquelles il repose (fig. 16 b). On doit en conclure que le lambeau de recouvrement de Bayons et les couches situées à l'est de la ligne de refoulement Astoin-Barles se trouvaient primitivement en

continuité, et que leur séparation est due uniquement au creusement de la vallée d'Astoin.

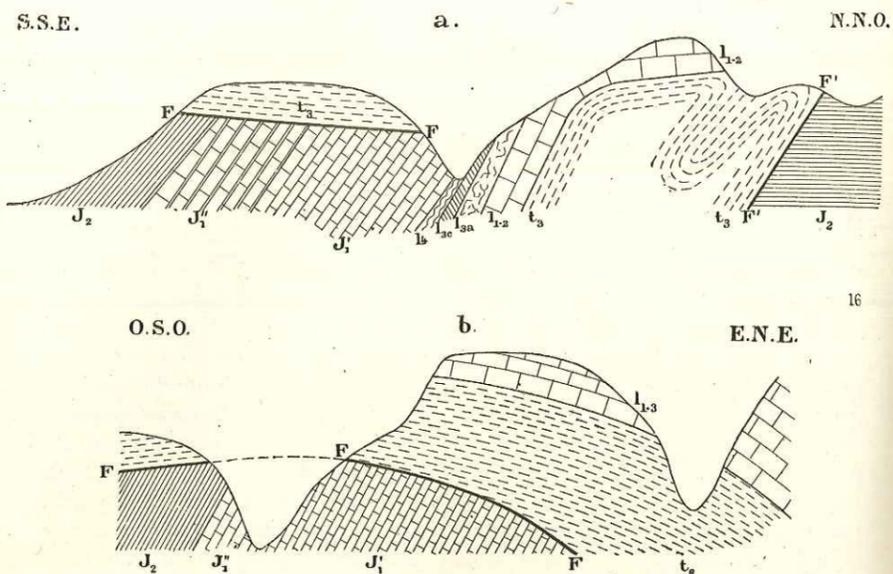


Fig. 16.

a. Coupe prise entre Astoin et Bayons sur la rive droite du torrent, 1/40000. — b. Coupe transversale du torrent d'Astoin, 1/40000. — t_3 Keuper. — l_{1-2} Infralias et Lias inférieur. — l_{2a} Lias moyen, partie inférieure. — l_{2c} Calcaires à *Amm. spinatus*. — l_4 Lias supérieur. — J_1' Bajocien. — J_1'' Bathonien. — J_2 Marnes callovo-oxfordiennes. — FF' plis-failles.

Il nous est possible, maintenant, d'interpréter par analogie les faits que l'on observe à Turriers (pl. III, fig. 3). Cette petite ville est bâtie au pied d'un rocher de calcaire gris avec nombreuses veines spathiques, reposant sur des calcaires bajociens, inclinés vers l'est. Une autre masse de calcaire à veines spathiques couronne la montagne qui fait face à celle de Turriers, de l'autre côté du torrent, et repose également en discordance bien marquée sur le Bajocien. Il est probable que l'on a affaire à deux lambeaux de recouvrement, analogues à celui de Bayons et provenant, comme celui-ci, d'une poussée ayant agi le long de la faille inverse d'Astoin.

Il est difficile de dire si ces phénomènes de refoulement sont le résultat de la rupture d'un pli couché ou s'ils sont dus simplement à l'exagération jusqu'à l'horizontale d'une faille oblique. Plus au sud, les faits sont plus clairs et leur interprétation s'impose d'elle-même.

La coupe ci-contre (fig. 17), passant par le hameau de Vaux et par le plateau de Chine, à l'ouest de Barles, montre un bel exemple de pli couché, avec rupture du flanc inférieur, donnant lieu à un contact anormal. Sur le plateau de

Chine, la série des couches du Lias est très peu inclinée vers le N. O., mais elle est entièrement renversée, l'Infralias reposant sur le calcaire à gryphées et celui-ci sur les calcaires siliceux du Lias moyen. Sur le bord septentrional du plateau, l'Infralias plonge brusquement vers Vaux et vient s'enfoncer sous le Trias supérieur, qui dessine nettement un anticlinal déversé vers le S. O. et érodé, de telle sorte que le noyau du pli apparaît constitué par le Muschelkalk, sur les couches redressées duquel est bâti le hameau. Puis vient, vers le nord, la succession normale du Trias au Lias moyen.

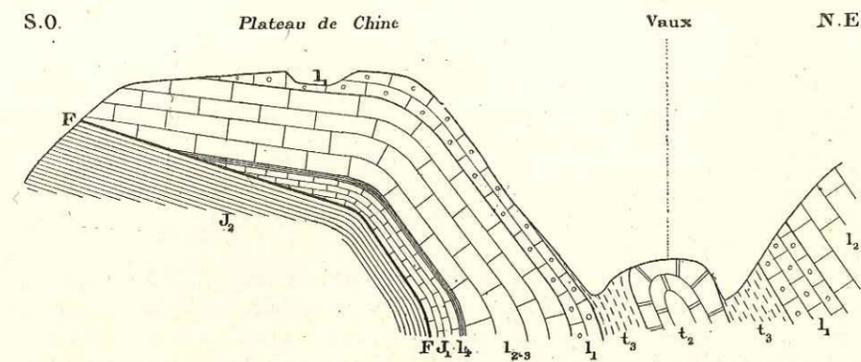


Fig. 17.

Coupe passant par le hameau de Vaux, près Barles, et le plateau de Chine, 1/40 000. — t_2 Muschelkalk. — t_3 Keuper. — l_1 Infralias. — l_{2-3} Lias inférieur et moyen. — l_4 Lias supérieur. — J_1 Bajocien. — J_2 Callovien. — F Pli-faille.

Les couches liasiques du plateau de Chine sont refoulées sur les marnes oxfordiennes; au contact, tout le Lias supérieur et le Jurassique moyen font défaut, mais plus à l'est, à la Cluse de Barles, la série renversée existe au complet et a déjà été figurée, redressée et renversée vers le sud, par Garnier (34, pl. VIII, fig. 3). En suivant la ligne de contact anormal, du point où elle est coupée par le Bès vers l'ouest et vers l'est, on voit le Bajocien disparaître, coupé en sifflet par la surface de refoulement. La même chose se produit sans doute en profondeur, dans le plan de notre coupe.

Je dois ajouter encore, pour l'intelligence des faits, que tout le flanc supérieur du pli couché a été détruit par l'érosion, ainsi que sa charnière anticlinale. L'origine du pli est conservée et, si le plateau de Vaux avait lui aussi été enlevé par les agents atmosphériques, rien ne pourrait faire penser que le pli, simplement déjeté à sa racine, est complètement renversé dans le voisinage de la charnière. D'autre part, le pli couché de Chine nous donne la solution des refoulements d'Astoin et de Bayons. Si, en effet, on suppose que la surface de chevauchement (F de la fig. 17) ait coupé, non seulement le Jurassique moyen et le Lias supérieur, mais encore tout le reste de la série renversée, il ne restera plus que le flanc supérieur du pli — celui qui à Chine a été enlevé par l'érosion

—, et la série normale du Trias et du Lias reposera directement sur les marnes oxfordiennes, comme cela a lieu au S. E. de Bayons.

Le pli-faïlle de Barles rencontre presque à angle droit la direction du chaînon du Blayeul, il vient se confondre avec la grande cassure qui a amené l'effondrement de toute la région située à l'ouest de ce chaînon, effondrement par suite duquel les grès aquitaniens d'Esclangon viennent buter contre le Keuper. Il est probable que la faille du Blayeul est également une faille inverse et que le Trias a été refoulé sur les couches affaissées.

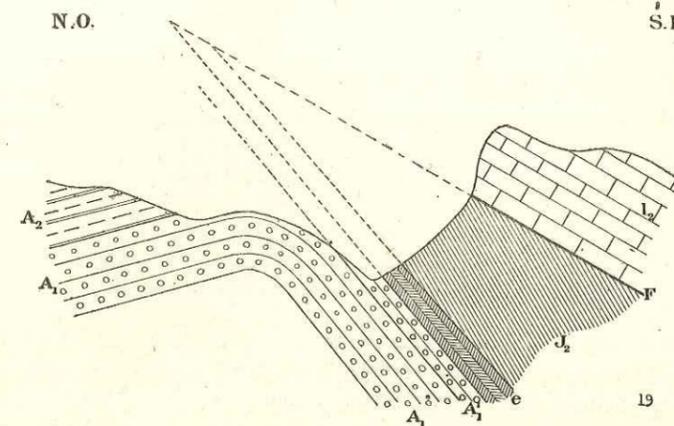
La région de Barles forme le pendant du cirque dont Turriers occupe le centre et qui est également affaissé par rapport aux montagnes qui le séparent de la vallée de la Durance. La faille du Blayeul et celle du Caire-Faucon-Gigors peuvent être considérées comme homologues. La bissectrice de l'angle droit qu'elles forment entre elles indique la direction de la poussée qui a occasionné les refoulements suivant la ligne de contact anormal Astoin-Barles. Avant de passer à l'examen des parties situées immédiatement en avant de cette dislocation, je décrirai une seconde fracture de même nature, qui lui est plus ou moins parallèle et qui me permettra d'exposer plus facilement la structure de la région intermédiaire.

J'ai déjà parlé plus haut (p. 17 et 131), à propos du Trias et de l'Aquitaniens, des failles d'Entraix et des Traverses. Les deux n'en font qu'une, que l'on peut suivre par le col des Aubrettes, la Pène et les Bages, et qui met en contact le Keuper avec les grès aquitaniens ou avec le Néocomien. Sur une partie au moins de son parcours, c'est également une faille inverse, et nous avons vu que le lambeau de Trias inférieur du Bas-Entraix (fig. 1) devait être considéré comme un lambeau de recouvrement en rapport avec la faille d'Entraix. Aux Traverses, la faille se divise en deux branches, dont l'une se dirige vers le hameau de Briançon, faisant buter le Bajocien contre le Lias inférieur, tandis que l'autre se dirige vers le S. E. vers la ferme de Bourrely, amenant le refoulement du Keuper sur l'Aquitaniens. Tandis que la branche septentrionale n'est qu'un simple décrochement, la branche méridionale est la véritable continuation de la faille d'Entraix. On peut la suivre vers Mélan, où elle s'anastomose avec les failles périphériques du bassin tertiaire de Champtercier, après avoir formé la limite entre un chaînon de Lias, continuation de celui du Trénom, et la Mollasse marine.

La faille d'Entraix paraît également se continuer vers le nord, mais je n'ai pas eu l'occasion de constater si la bande liasique d'Entraix est réellement en continuité avec celle de Clamensanne, comme je l'ai figuré sur la carte. Sur la rive droite de la Sasse, le Keuper et le Lias inférieur butent directement à l'ouest contre le Jurassique supérieur. Le Lias forme un anticlinal déversé vers le N. O. et refoulé sur les marnes oxfordiennes; on peut le suivre d'une manière continue jusqu'à Astoin. Au col qui mène de la Cassine à Turriers, au nord de la Grande-Gautière, l'on peut observer une succession (fig. 18) qui montre bien que la fracture, qui met en contact anormal les marnes oxfordiennes et le Lias inférieur, est produite par la rupture d'un anticlinal. En effet, à l'est du col, les couches se présentent en superposition inverse : les calcaires nummulitiques re-

posent sur les conglomérats de la base de l'Aquitaniens et supportent les marnes oxfordiennes, qui, dans toute cette région, forment leur substratum habituel : enfin, le Lias inférieur est refoulé sur les marnes oxfordiennes. Un peu plus au nord, il en est séparé par une bande de Keuper; on voit donc que ses couches ne participent pas au renversement. La rupture a eu lieu dans le flanc inférieur de l'anticlinal, dont toutes les couches allant du Callovien au Trias ont disparu.

Fig. 18.

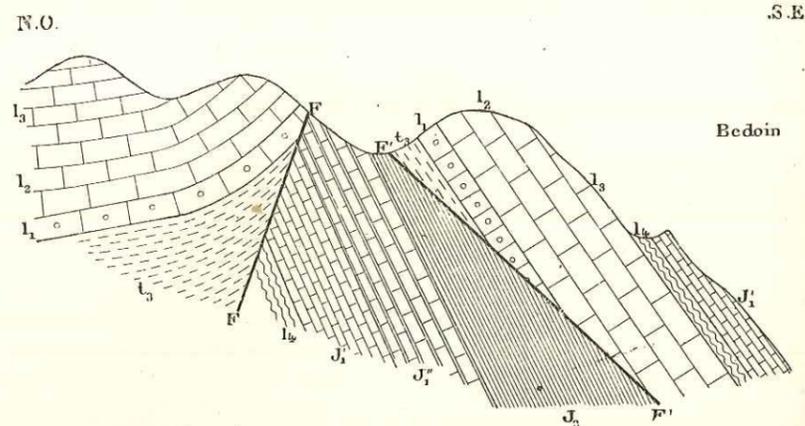


Coupe du col menant de la Cassine à Turriers.
 J₁ Lias inférieur. — J₂ Marnes oxfordiennes. — e Nummulitique. — A₁ Conglomérats aquitaniens. — A₂ Les mêmes étirés. — F Pli-faïlle.

La dislocation que je viens de décrire se continue vers l'est et passe entre Turriers et Astoin, mettant les gypses du Keuper en contact d'abord avec le Bajocien, puis avec le Bathonien et, vers l'est, avec le Callovien (fig. 16). Ici l'anticlinal n'est plus déversé sur la partie affaissée et il n'y a plus de chevauchement avec renversement de la série des couches chevauchées. Le maximum de l'effort des mouvements tangentiels s'est exercé sur la partie située en deçà de la surface de rupture et les couches triasiques d'Astoin sont empilées les unes sur les autres. Des calcaires noirs à veines spathiques, donnant au choc une odeur fétide et que l'on peut envisager soit comme du Muschelkalk, soit comme du Lias inférieur, alternent plusieurs fois avec les cargneules et les gypses du Keuper, par suite de plissements multiples. Au sud du grand affleurement triasique d'Astoin, l'on rencontre, en succession normale et plongeant régulièrement vers le S. E., les différentes couches du Lias et du Jurassique moyen. On peut donc envisager l'accident d'Astoin comme une voûte dont toute une moitié manquerait par suite d'une rupture, c'est toujours l'anticlinal de Clamensanne.

Cet anticlinal peut être également renversé vers le sud, c'est ce qui a lieu entre les Hautes-Graves et le Rouinon. Ce point est d'autant plus remarquable qu'ici

Fig. 19.



Coupe prise au N. O. de Bedoin, près Clamensanne, 1/40 000.
 K Keuper. — L₁ Infralias. — L_{2,3} Lias inférieur et moyen. — L₃ Lias supérieur. — J₁ Bajocien.
 — J₂ Bathonien. — J₃ Callovien. — FF' Plis-failles.

un second pli déjeté en sens inverse fait face au premier. Les deux anticlinaux se sont rompus, par suite d'une compression excessive, de telle sorte que la partie du synclinal qui subsiste est chevauchée par leurs flancs supérieurs (fig. 19).

Dans l'anticlinal méridional, la succession des couches du flanc supérieur existe au complet, depuis le Keuper jusqu'au Bajocien, dont les couches très relevées sont coupées par la route de Bayons, près de Bedouin, et l'on peut fort bien admettre qu'elles plongent normalement sous celles du Jurassique supérieur, qui affleurent sur la rive opposée de la Sasse. L'hypothèse d'un pli-faille, sur le plan duquel le Lias inférieur a été refoulé sur le Bathonien et sur le Callovien, donne seul la clé de ce singulier pointement de Lias et de Bajocien, dont la présence est, à première vue, inexplicable.

Si l'on fait abstraction de cet accident et du lambeau de recouvrement de Bayons, toute la région comprise entre les deux lignes de contact anormal d'Astoin-Barles et d'Astoin-Clamensanne-Entraix-les Traverses-Mélan (pl. III, fig. 1) présente une structure excessivement simple. Les cuvettes de Néocomien et d'Aquitaniens de Reynier-Esparron et de Feissal forment deux synclinaux, séparés par un anticlinal dirigé O.S.O.-E.N.E. et passant par Théous (v. Kilian 48, p. 384, fig. 46) et le sommet des Monges (pl. IV, fig. 1). Je viens de décrire l'anticlinal qui fait suite au nord au synclinal de Reynier-Esparron et je vais avoir à m'occuper de ce qui subsiste de l'anticlinal qui accompagnait au sud le synclinal de Feissal. J'ai montré plus haut que cette succession d'anticlinaux et de synclinaux existait déjà très nettement, et avec les mêmes directions, antérieurement au dépôt de l'Aquitaniens.

4° Région occidentale et méridionale.

La partie de notre région située à l'ouest de la ligne de contact anormal de Clamensanne-les-Traverses-Mélan ne présente plus aucune trace de phénomènes de recouvrement semblables à ceux que je viens de décrire; les dislocations sont en général peu compliquées et se réduisent à des plis droits orientés environ est-ouest. C'est la direction de la crête de Chaillans, au nord de la Motte-du-Caire, qui se continue sur la rive droite de la Durance par le synclinal de Saint-Genis ou par la crête des Selles, près Barcelonnette. Au sud de la Motte (pl. III, fig. 6), se voit un anticlinal de Jurassique moyen, qui commence au Bas-Entraix et qui se dirige vers l'ouest par Sigoyer et Thèse. C'est probablement le même que celui d'Eyguians. Il est compris entre deux bandes de marnes callovo-oxfordiennes, formant synclinal. Au sud de celle de Nibles se voit un nouvel anticlinal, c'est celui qui a poussé au jour le Lias en couches verticales, qui constituent le rocher de Hongrie. Le bombement coupé par la Sasse et la route est très régulier; le Lias est flanqué des deux côtés de calcaires bajociens. A l'est de Châteaufort, l'anticlinal se résout en une faille, qui met en contact le Lias vertical et les marnes calloviennes; il s'arrête à une faille transversale, qui passe au nord du col des Aubrettes (Kilian, 48, pl. C).

Les bassins néocomiens de Chardavon et de Saint-Geniez, si bien étudiés par M. Kilian, dessinent un synclinal. Ils se trouvent exactement dans l'axe du bassin de Reynier, mais ils en sont séparés par toute la chaîne du Trénom et par la faille des Traverses-Entraix.

Nous arrivons ensuite à l'anticlinal du nord, de M. Kilian. A l'est de Sisteron, ce pli s'infléchit peu à peu vers le N.E.; il est encore très nettement dessiné près de Naux (Kilian, 48, p. 379, fig. 43). Si de là on prolonge par la pensée son axe vers le N.E., en traversant la grande ligne de contact anormal d'Entraix-Mélan, l'on tombe dans l'anticlinal que M. Kilian a signalé au nord d'Authon, et qui se traduit par une voûte de Bajocien (48, p. 384, fig. 46), et l'on atteint enfin le sommet des Monges, situé dans l'axe du même anticlinal.

On voit donc que le synclinal de Chardavon, aussi bien que l'anticlinal du nord, trouvent leur prolongement en deça de la faille d'Entraix-Mélan, comme si celle-ci n'existait pas. Le synclinal de Sisteron et l'anticlinal de Lure, qui font suite vers le sud à l'anticlinal du nord, disparaissent vers l'est sous le Tertiaire du bassin de Champtercier, de sorte qu'il n'est pas possible de se rendre compte de la manière dont ils se prolongent dans cette direction.

Bassin tertiaire de Champtercier et de Thoard. — Le bassin tertiaire situé à l'ouest de Digne, dépendance de celui de Forcalquier, est en dehors des limites de ce travail, mais il est nécessaire, pour la compréhension des dislocations qui ont affecté notre région, d'examiner, dans ses traits principaux, sa bordure septentrionale et orientale.

Nous avons vu déjà que la branche méridionale de la faille des Traverses se

dirigeait vers Mélan, mettant en contact le Lias inférieur et le Miocène. Au nord de Mélan, elle fait un coude brusque vers l'est et se transforme bientôt en un simple décrochement vertical, qui se perd dans les marnes callovo-oxfordiennes. A partir de Mélan, elle ne constitue plus la limite du bassin tertiaire, car une bande étroite de Jurassique supérieur formant falaise vient s'intercaler entre le Lias et la Mollasse.

La limite orientale du bassin tertiaire est également marquée, entre Ainac et Norante, par une faille. Tantôt le Lias est en contact immédiat avec le Miocène, comme à Saint-Estève et entre Digne et Chabrières; tantôt c'est une bande de Jurassique supérieur, comprise entre deux failles, qui sépare ces deux terrains, comme à Courbons (fig. 8) et à Thoard. A l'est de ce village on voit en outre un lambeau remarquable de Crétacé supérieur, venant s'interposer entre la bande de Jurassique supérieur et le Tertiaire (p. 419, fig. 40).

La faille de Mélan et celle d'Ainac-Digne-Chabrières convergent sous un angle aigu à Ainac, mais elles ne se rencontrent pas. Elles sont séparées au col d'Auribeau par un synclinal d'Helvétien, dont l'axe est orienté O.S.O.-E.N.E., et qui se prolonge jusqu'à Esclangon, au beau milieu des terrains secondaires. Il nous reste, pour expliquer la présence de ce synclinal, à étudier, pour terminer, la région située entre Barles et Digne.

Région entre Barles et Digne. — Nous avons vu plus haut que la région située au sud de Barles était affaissée par rapport au chaînon du Blayeul, le long d'une faille dirigée N.S. La partie affaissée est plissée et les plis rencontrent à angle droit la faille du Blayeul, comme faisait déjà le pli-faille de Barles. La coupe fig. 2, pl. IV, est prise à peu près parallèlement au cours du Bès, sur la rive gauche de ce torrent, qui forme lui-même une coupe naturelle dans les belles cluses qu'il traverse.

En venant de Barles, l'on constate, après avoir traversé la bande de marnes oxfordiennes, qu'à la première cluse d'Esclangon les couches sont renversées vers le sud. Les couches de Berrias et le Néocomien, qui constituent, au sud de la cluse, une bande située dans le prolongement de la cuvette de Feissal, forment un pli isoclinal couché vers le sud, dont le flanc inférieur repose sur le Jurassique supérieur de la deuxième cluse. Cette deuxième cluse et la troisième sont creusées dans les deux flancs d'un nouvel anticlinal, également déjeté vers le sud, dont le noyau est constitué par des marnes oxfordiennes, affleurant au Péouvé.

Les grès rouges aquitaniens, qui forment au sud de Barles plusieurs lambeaux plus ou moins considérables et reposant en discordance sur les couches secondaires, ont été disloqués en même temps que ces dernières, mais sans en suivre tous les plissements. C'est ainsi qu'à la troisième cluse d'Esclangon (en comptant celles-ci toujours d'amont en aval) les grès n'ont pas pris part au déversement vers le sud de l'anticlinal de Jurassique supérieur: ils butent par faille contre ce terrain.

Ils forment, au sud de la troisième cluse, un vaste synclinal (pl. IV, fig. 3), orienté de l'ouest à l'est, dont l'axe est occupé par l'Helvétien. C'est le prolongement

gement du synclinal d'Auribeau-Ainac; mais la continuité des couches de la Mollasse marine n'existe plus, grâce à un décrochement vertical qui suit exactement la direction du torrent de Lambert, mettant en contact: sur la rive droite, l'Aquitaniens; sur la rive gauche, l'Helvétien, et, plus haut, les marnes oxfordiennes et les calcaires du Jurassique supérieur, qui forment une bande double sur la rive gauche.

Le flanc méridional du synclinal de Mollasse est déjeté vers le nord et entièrement renversé, de sorte que l'Aquitaniens repose sur l'Helvétien et que le Jurassique supérieur, qui formait le substratum des dépôts oligocènes, se trouve à l'état de lambeaux, renversé sur ces derniers. Ces lambeaux, dont le plus important constitue la montagne entre Lambert et Podayeu, sont tout ce qui reste du flanc inférieur d'un anticlinal déversé vers le nord et rompu. Le flanc supérieur existe, par contre, en entier et comprend la série ascendante des couches à partir du Muschelkalk de Tanaron jusqu'au Bajocien de la Robine; les couches plus récentes ayant été enlevées par les agents atmosphériques.

On voit donc que le synclinal de Mollasse, qui s'étend jusqu'à Esclangon, est pincé entre deux anticlinaux, dont l'un, celui du nord, est renversé vers le sud, tandis que l'autre, celui du sud est renversé vers le nord, avec étirement du flanc inférieur. M. Kilian a signalé exactement le même fait dans la montagne de Lure. La bande d'Helvétien de Châteauneuf-Miravail est comprise entre l'anticlinal du nord, déversé vers le sud, et le pli-faille principal de Lure, refoulé vers le nord.

Le pli-faille de Tanaron vient se raccorder avec la faille-bordure orientale du bassin tertiaire de Thoard: ces deux dislocations circonscrivent ensemble, sur trois côtés, une surface en forme de trapèze. La base du trapèze est indiquée aujourd'hui par le cours inférieur du Bès et par la partie du cours de la Bléone dirigée nord-sud, mais elle correspond aussi à un ancien anticlinal, prolongement vers le sud du demi-anticlinal du Blayeul. La cassure qui a amené l'effondrement du flanc occidental de ce dernier se retrouve au sud de Tanaron, sous la latitude de la Robine. Plus près de Digne, l'anticlinal nord-sud se traduit très nettement par une bande continue de Trias supérieur, qui en forme l'axe et que l'on peut suivre de Tauze à Champorcin (pl. IV, fig. 4) et Saint-Benoît, après quoi elle disparaît sous les alluvions de la Bléone, pour reparaître dans le quartier de Digne situé à l'est du Rochaz et se continuer vers le sud jusqu'au Cousson.

Toute la région située entre cet anticlinal et la faille-bordure du bassin tertiaire est également plissée. La cuvette de la Robine (pl. IV, fig. 3) forme un large synclinal dont l'axe est dirigé N.O.-S.E. et est à peu près parallèle au synclinal miocène de Tanaron. L'anticlinal de Tauze (pl. IV, fig. 5) possède également cette direction, il est indiqué par une bande de Keuper, suivant le cours du vallon et passant un peu au sud du sommet de Siron, pour atteindre enfin la faille intérieure de Thoard. Puis vient le synclinal de Givaudan, qui se traduit par un lambeau de couches à *Amaltheus margaritatus*. Enfin, l'on rencontre une série de petits plis très resserrés, n'intéressant que le Keuper, l'Infralias et le

Lias inférieur et toujours orientés N.O.-S.E. Tous ces anticlinaux parallèles sont coupés obliquement par la faille-bordure du bassin tertiaire, ce qui semble bien indiquer que cette dernière dislocation leur est postérieure.

La région au sud-est de Digne comprend la terminaison méridionale de l'anticlinal du Blayen et le prolongement vers le sud de notre région orientale.

Classification des dislocations de la région.

On divise généralement les dislocations de l'écorce terrestre en *dislocations résultant de mouvements verticaux* et en *dislocations résultant de mouvements horizontaux*.¹ Cette classification peut parfaitement s'appliquer aux dislocations qui ont affecté notre région. Contrairement à ce qui a lieu le plus souvent sur le versant septentrional des Alpes, celles de la première catégorie y jouent un rôle relativement considérable, quoique moins important que celles de la deuxième.

Dislocations résultant de mouvements horizontaux. — La forme la plus simple des dislocations résultant de mouvements horizontaux est celle des *plis anticlinaux et synclinaux droits*, c'est à-dire à plan axial vertical. On peut ranger dans cette catégorie l'anticlinal N.O.-S.E. de Tauze et le synclinal du Givaudan (pl. IV, fig. 5), l'anticlinal de Théous et des Monges, le bombement de Barles-Verdaches, le bombement de Remollon et de Saint-Etienne-d'Avançon, l'anticlinal de Châteaufort.

Un cas beaucoup moins fréquent dans notre région est celui des *plis normaux déjetés ou renversés*. Je citerai l'anticlinal de Beaujeu (pl. II, fig. 3) et les plis entre la Javie et Blégiers (pl. II, fig. 4); l'anticlinal du Péouvé, au sud de Barles (pl. IV, fig. 2).

Je ne connais qu'un seul cas de pli déjeté à flanc médian étiré, c'est celui de l'Infernet près d'Auzet, qui présente, ainsi que je l'ai montré plus haut, tous les passages du pli anticlinal droit au pli-faille, par le pli déjeté, renversé et étiré (fig. 15, p. 174).

Les *plis-failles* constituent certainement le trait dominant de notre région, mais, dans bien des cas, l'érosion a enlevé une telle épaisseur de couches que l'on peut être tenté de considérer plus d'une de ces dislocations comme une faille ordinaire ou au moins comme une faille inverse. Je crois toutefois que la plupart de nos recouvrements peuvent être ramenés, au moins théoriquement, à des plis-failles, et le fait me paraît démontré pour le principal d'entre eux, pour celui d'Astoin-Barles, et pour toute la partie poussée vers le nord de la ligne de contact anormal Astoin-Entraix-les Traverses-Mélan. Je citerai encore les deux plis-failles dirigés en sens inverse de Bedoin (fig. 19) et celui de Lambert-Tanaron (pl. IV, fig. 3).

¹ E. de Margerie et A. Heim, Les dislocations de l'écorce terrestre, Zurich, 1888.

Les chevauchements horizontaux jouent un rôle de plus en plus considérable en géologie. Ce rôle a été mis en relief à plusieurs reprises par M. Marcel Bertrand¹, qui a fait connaître, dans la Basse-Provence, des types désormais classiques de ce genre de dislocations. Aux exemples déjà nombreux de *lambeaux de recouvrement* on peut en ajouter maintenant plusieurs, empruntés à nos chaînes subalpines : le lambeau triasique de Bayons (fig. 16), le lambeau de Grès Bigarré d'Entraix (fig. 1) et, probablement, les rochers de Lias inférieur couronnant les deux montagnes qui se font face sur les deux rives du vallon de Turriers (pl. III, fig. 3).

Le recouvrement de Bayons fournit également un excellent type de *discordance mécanique* (fig. 16).

La rupture du pli renversé s'est produite le plus souvent dans l'axe même de l'anticlinal, c'est dans ce cas que la nature primitive de la dislocation est la moins nette et que le pli-faille prend les caractères d'une faille inverse. Mais, dans plusieurs cas, la rupture a eu lieu dans le flanc renversé du pli, comme, par exemple, au plateau de Chine près de Barles (fig. 17).

Je tiens à faire ressortir dès à présent la grande ressemblance qui existe entre les dislocations des environs de Bayons et d'Astoin et celles que les géologues écossais ont décrites dans les Grampians², où les refoulements horizontaux et les empilements de couches qui en résultent jouent un rôle considérable. Lorsque j'aurai étudié plus en détail les chevauchements des couches triasiques au voisinage d'Astoin, je reviendrai sur cette comparaison, qui paraît devoir donner lieu à des rapprochements intéressants.

Dislocations résultant de mouvements verticaux. — Dans la région qui nous occupe, certaines cassures verticales n'ont qu'une importance locale et sont dues par exemple à des phénomènes de tassement ou à des mouvements de torsion. Je rangerai dans cette catégorie des failles locales celles de Lambert, de Châteaufort; celle qui limite au sud et à l'est le rocher de l'Aigle, près d'Esparron, composé de calcaires jurassiques supérieurs. La faille de Treschatel près Gap ne paraît pas non plus être en relation avec des phénomènes orogéniques d'une importance générale.

Il en est tout autrement des *failles périphériques* des bassins d'affaissement (« Senkungsfeld »), qui sont, à côté des plis-failles, le trait le plus caractéristique de la région.

Je distinguerai trois champs d'affaissement dans les chaînes subalpines du nord des Basses-Alpes : celui de Turriers-Faucon, celui d'Esclangon et le bassin tertiaire de Thoard et de Champtercier. Leurs failles-limite paraissent être en général des failles normales, mais il se peut qu'elles deviennent, en certains points, des failles inverses ou failles en surplomb, comme à Esclangon. Les deux premières régions affaissées sont limitées par des failles périphériques

¹ Bull. Soc. géol., 3^e sér., t. XII, p. 318; t. XV, p. 667, etc.

² Recent work of the Geological Survey in the North-West Highlands of Scotland, Quart. Journ. Geol. Soc., 1888, p. 378-441.

simples, le bassin de Turriers présente quelques failles radiales. Le bassin tertiaire est le type d'un bassin d'affaissement : il est limité au nord (à Mélan) et à l'est par un réseau de failles périphériques, qui déterminent la présence, entre la Mollasse marine affaissée et le massif liasique surélevé, d'une bande de terrains divers très disloqués, surtout près de Thoard (fig. 10) et à Courbons (fig. 8).

La disposition de la limite orientale du bassin tertiaire de Thoard et de Champ-tercier présente une ressemblance intime avec celle des parties des collines sous-vosgiennes qui avoisinent la faille principale de la vallée du Rhin. Dans les deux cas, une bande étroite très morcelée sépare le « Horst » de la zone affaissée, relativement peu disloquée. Les conglomérats du Miocène supérieur, dont le dépôt est postérieur à la formation du bassin tertiaire des Basses-Alpes, peuvent être rapprochés des conglomérats côtiers du Tongrien de la vallée du Rhin, qui eux aussi sont postérieurs au premier et principal effondrement.

Coordination des différentes dislocations.

Si l'on jette un coup d'œil sur la carte schématique des lignes de dislocations de la zone plissée alpino-rhodanienne, que M. Kilian a donnée dans son ouvrage sur la montagne de Lure (48, p. 399), l'on constate que le centre de notre région est situé à l'intersection de deux directions importantes : celle des chaînes de Lure et des montagnes de la Drôme, dirigées O.-E., et celle des chaînes des environs de Digne, dirigées N.-S. L'on pouvait supposer *a priori* qu'une région dont la situation est si particulière devait présenter des phénomènes orogéniques du plus haut intérêt, résultant de l'action sur une partie de l'écorce terrestre de deux forces horizontales agissant perpendiculairement l'une à l'autre. Et, en effet, ainsi que nous allons le voir, les relations des dislocations avec les directions de ces deux forces et avec leur résultante sont des plus remarquables (V. fig. 20).

Dans toute la zone intérieure, c'est-à-dire septentrionale et orientale de la région, les plis présentent une direction générale N. O.-S. E. (anticlinal du Laus-Remollon, pli et pli-faille d'Auzet, anticlinal de Barles-Beaujeu-Bréziers); la tendance de cette direction à s'infléchir vers l'ouest, dans la partie septentrionale, vers le sud, dans la partie méridionale de la région, n'existe pas encore et ce n'est que dans les chaînes situées davantage vers l'intérieur des Alpes qu'elle se fait sentir.

La direction O. E. est très nettement accusée dans les dislocations de toute la contrée au S. O. du Caire, c'est celle de la crête de Chaillans, des anticlinaux de Sigoyer et de Châteaufort. Quelques-uns de ces plis se continuent sur la rive droite de la Durance, où la direction O.-E. devient tout à fait dominante; c'est aussi celle de la partie occidentale et centrale de l'anticlinal du Nord de la montagne de Lure. Tous ces plis peuvent être considérés comme les dernières ondulations vers le sud des chaînes de la Drôme, système refoulé du nord au sud,

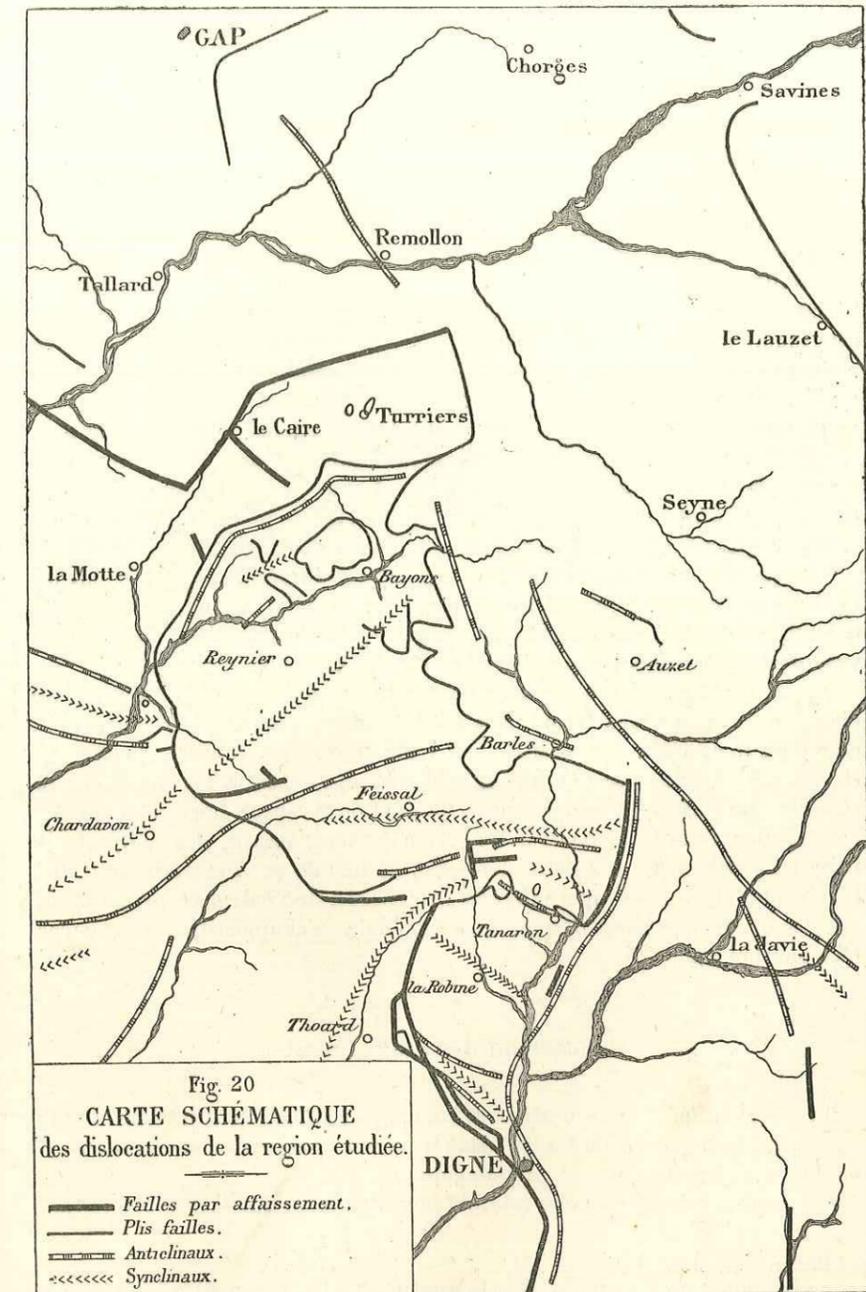


Fig. 20
CARTE SCHEMATIQUE
des dislocations de la région étudiée.

- Failles par affaissement.
- - - Plis failles.
- Anticlinaux.
- △ Synclinaux.

de même que les plis ouest-est situés entre Barles et le synclinal miocène de Tanaron. La chaîne principale de Lure et le pli-faille de Lambert-Tanaron proviennent, par contre, d'une poussée venant du sud : ce sont les dernières ondulations vers le nord des chaînes de la Provence¹ ; leur âge est plus récent que celui des chaînes septentrionales, ainsi que nous le verrons plus loin, et elles n'entrent pas en ligne de compte dans l'étude des phénomènes qui se sont produits à l'intersection des deux directions fondamentales O.-E. et N.-S.

J'ai montré plus haut que l'anticlinal du nord, de M. Kilian, s'infléchissait, dans sa partie orientale, vers l'E. N. E. C'est aussi la direction des synclinaux de Chardavon-Reynier et de Feissal. La crête de Vaumuse et l'axe du synclinal de Thoard, dans le bassin tertiaire, sont nettement dirigés S. O.-N. E. L'anticlinal rompu du Blayoul, enfin, est orienté S. S. O.-N. N. E. On voit donc que la direction moyenne des plissements, dans l'angle formé par les directions fondamentales O.-E. et N.-S., est S. O.-N. E., c'est celle de la bissectrice de cet angle ; mais, cet angle étant droit, c'est aussi celle de la diagonale du parallélogramme des forces tangentielles qui ont agi perpendiculairement aux deux directions.

Les deux grandes lignes de contact anormal que j'ai décrites plus haut sont dues évidemment à une poussée, dont la direction moyenne est N. E.-S. O. ; c'est, cette fois-ci, la direction même de la résultante des deux poussées N.-S. et E.-O.

Il ne faudrait pas pousser trop loin le problème de mécanique qui se pose ici, ni chercher à lui donner une forme plus précise, mais la relation de cause à effet qui existe entre la direction des deux poussées et celle des dislocations qui se produisent à leur intersection n'en est pas moins évidente.

On peut, d'ailleurs, se contenter de constater qu'à l'intersection des deux directions fondamentales les couches ont été, non seulement plissées dans des directions intermédiaires entre ces deux directions, mais encore qu'elles ont été refoulées les unes sur les autres, perpendiculairement à ces directions résultantes, de manière à compenser la diminution d'espace horizontal qu'elles ont dû subir. Dans la partie de notre région qui nous occupe, des morceaux de la partie superficielle de l'écorce terrestre, au lieu de se trouver en juxtaposition, sont obligés de se superposer sur leurs bords, de s'*imbriquer*, prenant ainsi une disposition que Suess désigne sous le nom de « Schuppenstructur »² (structure imbriquée).

Succession des mouvements.

Il est évident que ces dislocations si compliquées, qui se coupent dans tous les sens, ne se sont pas produites en même temps. Il nous reste à établir leur âge, ou du moins leur succession chronologique.

J'ai montré, dans le chapitre relatif à la distribution des faciès des terrains

¹ Diener, 60, p. 482.

² Suess, *Antlitz der Erde*, t. I, p. 449 ; de Margerie et Heim, *l. c.*, p. 82.

secondaires dans les Alpes occidentales, que, dès l'époque mésozoïque, l'emplacement actuel des chaînes subalpines devait présenter des ondulations parallèles à la direction générale actuelle des Alpes. Dans la région qui nous occupe plus particulièrement, la direction du synclinal subalpin était approximativement N. O.-S. E., c'est également la direction moyenne des anticlinaux de la partie orientale de nos chaînes subalpines. Or, l'on sait que, d'une manière générale, les chaînons d'un système de montagnes sont de plus en plus récents à mesure que l'on se rapproche du bord ; dans notre région ce seraient précisément les chaînons ou les anticlinaux orientaux qui seraient les plus anciens. Il est probable que leur formation est immédiatement antérieure à l'arrivée de la mer nummulitique et qu'ils délimitaient cette mer vers le S. O. D'autre part, ces mêmes plis anté-nummulitiques paraissent avoir formé la limite nord-est des lacs aquitaniens subalpins. Nous avons vu que le Flysch et la Mollasse rouge s'excluaient généralement dans les Alpes. Il faut donc admettre que le synclinal dans lequel s'est déposé le Nummulitique et le Flysch (Éocène et Tongrien) était comblé à la fin de l'époque tongrienne, tandis que le synclinal, dans lequel se formèrent les lacs aquitaniens, situé plus loin du côté des Alpes, s'était creusé davantage.

J'ai démontré plus haut que les dislocations S. O.-N. E. étaient déjà au moins ébauchées avant le dépôt de la Mollasse rouge aquitanienne. En effet, la discordance de ce terrain sur les terrains secondaires déjà plissés est manifeste (pl. IV, fig. 1), et nous sommes en droit de considérer l'« anticlinal du nord », de M. Kilian, ainsi que les synclinaux de Reynier et de Feissal, qui l'accompagnent, comme anté-aquitaniens.

Je ne connais pas, dans la région, qui fait plus particulièrement l'objet de ce travail¹, de point où l'Helvétien soit en discordance sur l'Aquitaniens, son extension vers l'est a dû être sensiblement la même que celle de la Mollasse rouge et il est peu probable qu'il se soit produit des mouvements orogéniques importants entre les deux formations.

L'on sait que le plissement principal des chaînes externes des Alpes a eu lieu immédiatement après le dépôt de l'Helvétien ; c'est aussi à ce moment que se sont produits, dans nos chaînes subalpines, tous les grands mouvements tangentiels qui ont amené des dislocations si intenses, tels que plis couchés, plis-failles, recouvrements. Les deux grandes lignes sinueuses de contact anormal sont incontestablement postérieures aux plissements anté-aquitaniens de la région de Reynier-Feissal, dont elles coupent les axes. De plus, les plissements qui ont amené comme dernier résultat le pli-faille de Tanaron, avec refoulement vers le nord, et le pli-faille de Barles, avec refoulement vers le sud, ont intéressé la Mollasse, qui forme un « synclinal à bords renversés » (« Ueberfaltung ») ; mais ils sont postérieurs à la grande fracture du Blayoul, contre laquelle ils viennent buter à angle droit.

¹ M. Lory a signalé à Montmaur une transgression de la Mollasse marine sur les couches rouges que je range dans l'Aquitaniens.

C'est aussi entre le dépôt de l'Helvétien et celui des conglomérats tortoniens qu'ont dû se former les fractures périphériques du bassin tertiaire de Thoard-Champertier ; ces fractures coupent les plis N. O.-S. E. de la Robine et de Digne et leurs sont donc postérieures. Les conglomérats tortoniens n'ont plus pénétré dans les chaînes de Barles, Feissal, Tanaron ; les failles périphériques du bassin indiquent le rivage de la mer ou du lac dans lequel ils se sont déposés. En plusieurs points, comme à Courbons, les conglomérats ont passé par dessus les failles, ce qui indique bien qu'ils sont postérieurs à la formation de ces dernières.

En résumé, si l'on fait abstraction des mouvements antérieurs à la fin de l'époque secondaire, on peut classer de la manière suivante, par ordre chronologique, les dislocations qui ont affecté notre région.

Dislocations post-erétacées.

Première ébauche des plis de la partie orientale de la région, anticlinal-limite des bassins du Flysch et de l'Aquitainien.

Dislocations anté-aquitainiennes.

Première ébauche de l'« anticlinal du Nord » et des synclinaux de Reynier et de Feissal (?). Plis de Digne.

Dislocations anté-helvétiques.

(?) Faille du Blayeuil, faille de Brézières-le-Caire.

Dislocations anté-tortoniennes.

Plissements méridionaux du système de Lure.

Plis-failles et grands chevauchements.

Effondrement du bassin de Thoard-Champertier.

Il est probable que certaines dislocations, ébauchées avant l'époque tortonienne, se sont encore accentuées postérieurement à celle-ci ; de même que, dans chacune des phases que nous avons pu reconnaître, les plis esquissés dans une des phases précédentes ont pu être repris à nouveau par les mouvements tangentiels, de manière à s'accuser davantage, à se resserrer, à se déverser ou même à s'étirer.

Je n'ai parlé ici que des mouvements qui se sont produits durant l'époque tertiaire, c'est que les mouvements qui ont préparé le soulèvement des Alpes à des époques antérieures ne se traduisent guère, dans notre région, par des dislocations.

Dans un chapitre final, je vais chercher à retracer, dans ses grands traits, l'histoire géologique des Alpes occidentales, en insistant plus particulièrement sur les parties que les faits exposés dans le présent travail permettent de voir sous un jour nouveau.

RÉSUMÉ DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

Il y a peu d'années encore, bien des auteurs admettaient que le soulèvement des Alpes s'était produit pour ainsi dire en totalité à la fin de l'époque miocène. Aujourd'hui, l'idée que le plissement de la grande chaîne européenne est une œuvre de longue haleine tend à se généraliser de plus en plus. M. Diener (60, p. 183) a fait ressortir, dans un travail récent, que c'était surtout à Lory que revenait le mérite d'avoir établi l'âge et l'importance des mouvements alpins successifs.

La phase anté-permienne du plissement des Alpes est maintenant assez généralement admise¹. Les travaux de Lory ont démontré que les mouvements orogéniques datant de cette époque portèrent uniquement sur la première zone alpine, qui seule fut plissée. Les schistes cristallophylliens, par contre, furent simplement soulevés en masse, formant un vaste géanticlinal, séparé de la partie plissée de la première zone par un géosynclinal, dans lequel se déposèrent les dépôts permien² et les dépôts triasiques marins de la zone du Briançonnais.

A l'époque triasique, le régime lagunaire s'était établi dans nos chaînes subalpines. La région qui forme à présent le massif du Pelvoux était émergée et la terre ferme s'étendait vers le sud au moins jusqu'à la Durance, car à Remollon le Lias paraît reposer immédiatement sur les schistes à sérécite du haut de la série cristallophyllienne.

A l'époque du Lias le synclinal alpin, qui correspondait à la zone du Briançonnais, se déplace vers l'est, et vient occuper à peu près l'emplacement de la première zone alpine, c'est-à-dire d'une bande antérieurement plissée et constituant par conséquent une ligne de moindre résistance. C'est dans ce géosynclinal que se déposent, pendant toute la période jurassique, les sédiments vaseux, jusqu'au moment où s'établit par places le régime lagunaire. Le géanticlinal de la quatrième zone est désormais émergé et reçoit sur son bord occidental des dépôts littoraux.

¹ Diener, 60, p. 209.

² Les dépôts permien² ne paraissent pas s'être étendus dans les chaînes subalpines, car, à Barles, par exemple, le Trias inférieur repose immédiatement sur les schistes houillers.

Au commencement de la période crétacée, ou peut-être même avant la fin de la période jurassique, le géosynclinal subalpin se déplace encore vers l'ouest; de nouvelles chaînes viennent s'ajouter extérieurement aux Alpes déjà soulevées et émergées¹. Toutes les zones alpines font maintenant partie de la grande île des Alpes occidentales. En même temps, la terre émergée des Maures et de l'Estérel s'agrandit considérablement, par suite de l'adjonction d'une chaîne formée de dépôts jurassiques relevés (Collot).

La deuxième moitié de l'époque crétacée est marquée par un nouveau mouvement positif. La mer reprend possession d'une partie de la première zone du Mont-Blanc et vient baigner le bord occidental du massif cristallophyllien de la zone centrale, où se déposeront des calcaires à hippurites, reposant sur des calcaires coralligènes du Jurassique supérieur.

Pendant toute la durée des époques jurassique et crétacée, la partie orientale de la région qui fait plus particulièrement l'objet de ce travail a reçu des dépôts parfaitement continus de sédiments calcaréo-vaseux, formés en dehors de toute influence côtière.

La discordance angulaire du Nummulitique sur les différents termes de la série jurassique et crétacée indique de nouveau d'importants mouvements à la limite de l'époque crétacée et de l'époque tertiaire, et il importe de constater que ces mouvements postcrétacés dans les Alpes coïncident précisément avec le maximum de retrait de la mer dans toute l'Europe occidentale, à l'époque du Danien et de l'Éocène le plus inférieur. Il en est de même des mouvements postjurassiques, qui coïncident avec l'exhaussement de l'Europe occidentale, à la limite des époques jurassique et crétacée, et la même coïncidence se reproduit pour les mouvements alpins aquitaniens et tortoniens. On peut donc affirmer² que les soulèvements successifs de la chaîne des Alpes ont toujours été concomitants d'exhaussements d'une partie de l'Europe, qui ont obligé la mer à se retirer dans quelques géosynclinaux plus ou moins lointains.

Les mouvements postcrétacés des Alpes occidentales ont eu pour conséquence de déplacer de nouveau l'axe du géosynclinal. Après s'être trouvé refoulé, pendant la période crétacée, dans la région des chaînes subalpines, il empiète maintenant sur la première zone, reprenant à peu près la position qu'il occupait pendant la période jurassique. Mais des dénudations considérables se sont produites avant l'arrivée de la mer nummulitique, car les dépôts éocènes reposent, dans nos Alpes, en transgression sur les terrains les plus divers, depuis les roches cristallophylliennes du massif du Pelvoux jusqu'au Crétacé supérieur.

Les sédiments arénacés caractéristiques du faciès flysch se sont déposés uniquement dans le géosynclinal subalpin. Ils n'existent pas dans la région que j'ai plus particulièrement étudiée et il est probable qu'un

¹ Discordance angulaire du Crétacé supérieur sur le Jurassique supérieur dans la partie orientale du Dévoluy (Lory). Ces conclusions concordent avec celles auxquelles est arrivé M. E. von Mojsisovics pour les Alpes orientales.

² Cette conclusion m'a été suggérée par les brillantes leçons sur les terrains tertiaires que M. Munier-Chalmas vient de faire dans son cours de géologie de la Sorbonne.

anticlinal ancien constituait leur limite vers le sud-ouest. Tandis que le synclinal du Flysch se comblait, un nouveau synclinal se formait plus loin vers l'extérieur de la chaîne, des lacs aquitaniens s'y établissaient, qui recevaient des fleuves descendant de la partie émergée des Alpes et reproduisaient en petit les conditions offertes par l'Europe centrale à l'époque permienne et au commencement de l'époque du Trias. Les actions torrentielles paraissent avoir atteint leur maximum à la période langhienne.

La période helvétique est marquée par un nouveau retour de la mer dans le bassin du Rhône et dans les régions subalpines. La mer, très peu profonde d'ailleurs, continue à recevoir, comme les lacs aquitaniens, des apports torrentiels énormes. Elle s'étend jusque dans notre région, mais elle est limitée vers le nord-est par d'anciens anticlinaux, probablement déjà effondrés (faille du Blayeul, faille du Caire-Bréziers).

C'est immédiatement après le dépôt de la Mollasse marine helvétique que les poussées horizontales, qui ont donné naissance au système des Alpes, atteignent leur maximum d'intensité. Les anciens plis sont repris, déjetés vers le bord de la chaîne, étirés, rompus. C'est à l'époque tortonienne qu'il faut placer la formation des grands refoulements de nos chaînes subalpines. C'est à cette époque aussi que la zone du Mont-Blanc (première zone alpine) a subi ses dernières modifications orotectoniques. Plissée dès l'époque carbono-permienne, cette zone est restée une ligne de moindre résistance et n'a guère cessé de servir de charnière aux mouvements de plissement, pendant toute la durée des ères secondaire et tertiaire. Les grands massifs cristallophylliens du Pelvoux et des Alpes-Maritimes ont enfin pris leur individualité actuelle et c'est dans la zone qui les sépare que se sont formés les énormes plis couchés de l'Embrunais et de l'Ubaye, dont les derniers mouvements ont également intéressé le Flysch. Enfin, c'est également entre l'époque helvétique et l'époque tortonienne que se sont produites les fractures périphériques du bassin tertiaire de Thoard et de Champtercier (bassin de Forcalquier). C'est dans ce bassin seulement que se sont déposés les conglomérats du Miocène; ils ne pénètrent plus dans nos chaînes subalpines, qui sont définitivement entrées dans la phase continentale.

Dès l'époque pliocène ont commencé les vastes actions dénudatrices qui continuent encore de nos jours. A l'époque glaciaire, nos Alpes présentaient déjà un relief peu différent, dans ses grands traits, de leur relief actuel. Les glaciers recouvrent des surfaces énormes et leurs dépôts forment, depuis la fin de la période, un manteau protecteur, qui malheureusement tend à disparaître de plus en plus. La période postglaciaire correspond au creusement des vallées d'érosion étroites (Durance, entre Savines et Tallard, cours supérieur de la Sasse, du Bès, de la Bléone, Vanson, etc.), mais ce n'est qu'à l'époque contemporaine, dans les deux ou trois derniers siècles, qu'a recommencé, par suite du déboisement, l'attaque accélérée du relief des montagnes par les eaux torrentielles. De plusieurs massifs il ne reste plus que l'ossature rocheuse et leur structure intime tend à s'effacer de plus en plus. Géologiquement parlant, l'époque n'est pas éloignée où nos chaînes subalpines seront presque entièrement nivelées.

TABLE DES MATIÈRES

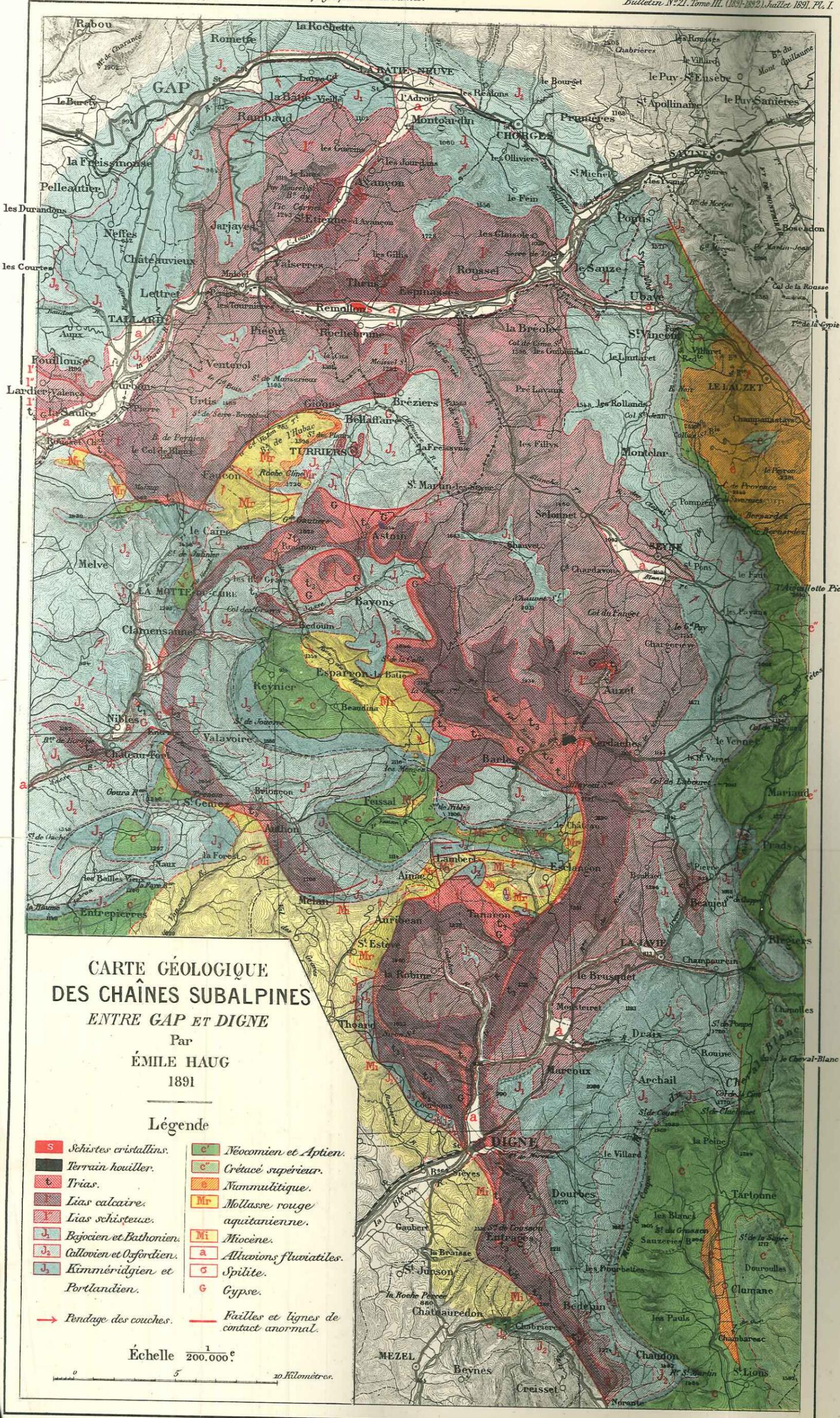
	Pages
Introduction.....	1
Liste des ouvrages relatifs à la géologie de la région.....	2
Historique.....	6
Aperçu géographique.....	11
CHAPITRE PREMIER. — TERRAINS ANTÉRIEURS AU JURASSI-	
QUE.....	13
I. Schistes à séricite.....	13
II. Terrain houillier.....	14
III. Système triasique.....	15
Historique.....	15
1 ^o Grès bigarré.....	16
2 ^o Muschelkalk.....	17
3 ^o Keuper.....	18
Comparaison du Trias des Basses-Alpes avec celui des régions avoi-	
nantes.....	21
CHAPITRE II. — SYSTÈME JURASSIQUE.....	
I. Infralias.....	22
Historique.....	22
Succession aux environs de Digne.....	23
Extension.....	24
Comparaison avec d'autres régions.....	25
II. Lias.....	28
Historique.....	28
Aperçu général.....	29

1^o Région à faciès provençal	29
a. <i>Lias inférieur</i>	29
Environs de Digne.....	29
Extension au nord et au nord-ouest de Digne.....	30
b. <i>Lias moyen</i>	33
Environs de Digne.....	33
Extension vers le nord-ouest.....	37
c. <i>Lias supérieur</i>	38
Environs de Digne.....	38
Extension au nord et au nord-est de Digne.....	40
Rôle orographique du Lias supérieur.....	40
Extension vers le sud du Lias à faciès provençal.....	41
Faciès et caractères paléontologiques du Lias à type provençal.....	43
2^o Région à faciès dauphinois	44
a. Subdivision inférieure calcaire.....	45
Caractères lithologiques.....	45
Puissance.....	45
Fossiles.....	45
Extension et rôle orographique.....	45
Roches éruptives.....	46
Gypse.....	47
Modifications mécaniques des calcaires du Lias.....	48
b. Subdivision supérieure schisteuse.....	48
Caractères lithologiques.....	48
Épaisseur.....	48
Subdivisions et fossiles.....	48
Extension et rôle orographique.....	50
Extension en dehors de notre région du Lias à faciès dauphinois.....	51
Faciès et caractères paléontologiques du Lias du type dauphinois.....	52
3^o Faciès briançonnais	53
Résumé.....	55
III. Jurassique moyen	57
Historique.....	57
Caractères généraux.....	58
Extension et rôle orographique.....	58
Fossiles.....	59
Limite inférieure.....	60
Subdivisions.....	61
Zone à <i>Harpoceras Murchisonæ</i>	61

Zone à <i>Harpoceras concavum</i>	62
Zone à <i>Sphaeroceras Sauzei</i>	66
Zone à <i>Sonninia Romani</i>	69
Zone à <i>Cosmoceras subfurcatum</i>	72
Zone à <i>Oppelia fusca</i>	77
Zone à <i>Oppelia aspidoides</i>	81
Gypse du Labouret.....	83
Extension du Bajocien et du Bathonien sur le versant français des Alpes occidentales.....	85
Caractéristique des faciès du Bajocien et du Bathonien des Alpes occidentales.....	91
Caractères zoogéographiques du Bajocien et du Bathonien des Alpes occidentales.....	92
IV. Jurassique supérieur	93
Historique.....	93
1^o Callovien et Oxfordien	94
Caractères lithologiques.....	94
Extension et rôle orographique.....	95
Gypses.....	95
Subdivisions et fossiles.....	97
Zone à <i>Macrocephalites macrocephalus</i>	98
Zone à <i>Reineckeia anceps</i>	99
Zone à <i>Peltoceras athleta</i>	99
Zone à <i>Aspidoceras perarmatum</i>	101
Zone à <i>Peltoceras transversarium</i>	101
Zone à <i>Peltoceras bimammatum</i>	102
2^o Kimméridgien et Portlandien	103
Caractères lithologiques.....	103
Subdivisions.....	103
Rôle orographique.....	104
Distribution des faciès du Jurassique supérieur dans les Alpes occidentales.....	109
CHAPITRE III. — SYSTÈME CRÉTACÉ	112
Historique.....	112
Subdivisions.....	113
1 ^o Etages inférieurs.....	113
2 ^o Etages supérieurs.....	118

CHAPITRE V. — SÉRIE TERTIAIRE.....	122
1 ^o Dépôts nummulitiques.....	122
2 ^o Mollasse rouge.....	126
Extension.....	127
Continuité primitive des lambeaux de Mollasse rouge.....	134
Superposition discordante de la Mollasse rouge aux dépôts plus anciens.....	135
Dislocations anté-aquitaniennes.....	135
Conditions de dépôt.....	136
Comparaison avec les dépôts aquitaniens des régions voisines.....	137
3 ^o Système miocène.....	138
Mollasse de Tanaron.....	138
Fossiles et subdivisions.....	140
Conditions de dépôt.....	142
CHAPITRE V. — DÉPÔTS QUATERNAIRES.....	143
Alluvions anciennes.....	143
Terrasses fluviales.....	143
Cônes de déjection anciens.....	144
Dépôts glaciaires.....	145
Historique.....	145
Glacier de la Durance.....	146
Glacier de la Blanche.....	147
Région méridionale.....	148
Alluvions modernes.....	149
Rivières.....	149
Rivières torrentielles.....	150
Torrents.....	151
Ruisseaux.....	152
Lacs.....	152
Sources.....	152
Sources minérales.....	153

CHAPITRE VI. — DISTRIBUTION DES FACIÈS DES DÉPÔTS SECONDAIRES DANS LE BASSIN DU RHÔNE.....	154
Faciès calcaréo-vaseux.....	154
Faciès provençal.....	157
Faciès briançonnais.....	158
Tableau comparatif des dépôts jurassiques dans le sud du bassin du Rhône.....	161
Distribution des faciès dans le nord et dans l'ouest du bassin du Rhône.....	162
Caractères zoogéographiques des dépôts secondaires de la région subalpine.....	167
CHAPITRE VII. — DISLOCATIONS.....	169
1 ^o Région septentrionale.....	169
2 ^o Région orientale.....	170
3 ^o Région centrale.....	172
4 ^o Région occidentale et méridionale.....	179
Classification des dislocations de la région.....	182
Dislocations résultant de mouvements horizontaux.....	182
Dislocations résultant de mouvements verticaux.....	183
Coordination des différentes dislocations.....	184
Succession des mouvements.....	186
CHAPITRE VIII. — RÉSUMÉ DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION.....	189



**CARTE GÉOLOGIQUE
DES CHÂÎNES SUBALPINES
ENTRE GAP ET DIGNE**

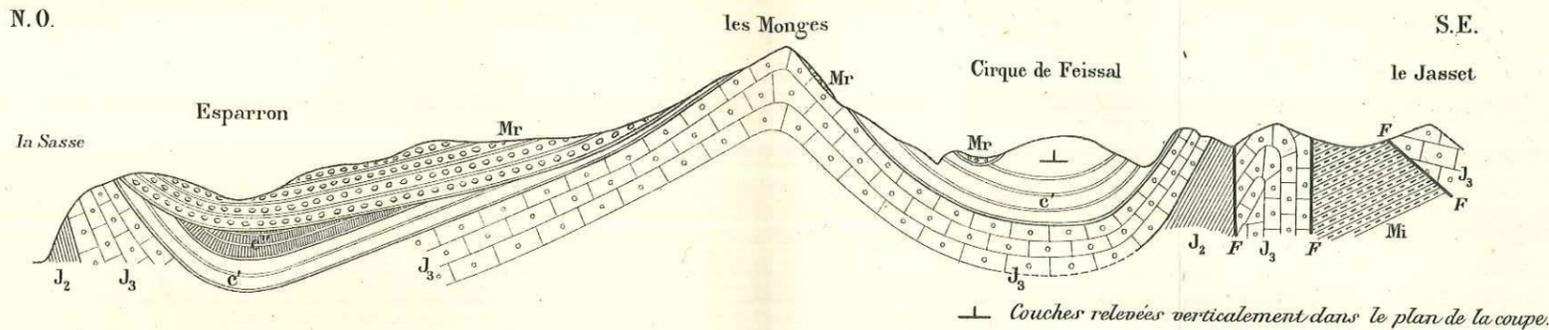
Par
ÉMILE HAUG
1891

Légende

- | | |
|--|--|
| S Schistes cristallins. | c Néocomien et Aptien. |
| T Terrain houiller. | c' Crétacé supérieur. |
| t Trias. | o Nummulitique. |
| L Lias calcaire. | Mr Molasse rouge aquitanaïenne. |
| L' Lias schisteux. | Mi Miocène. |
| J₁ Bajocien et Bathonien. | a Alluvions fluviales. |
| J₂ Callovien et Oxfordien. | σ Spilite. |
| J₃ Kimmérien et Portlandien. | G Gypse. |
| → Pendage des couches. | — Failles et lignes de contact anormal. |

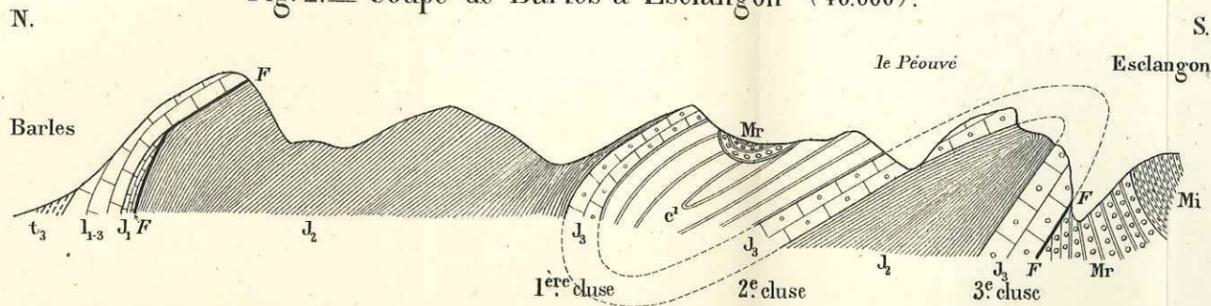
Echelle $\frac{1}{200.000}^e$
0 5 10 Kilomètres.

Fig. 1. — Coupe de Bayons à Lambert. (80.000).



— Couches relevées verticalement dans le plan de la coupe.

Fig. 2. — Coupe de Barles à Esclangon (40.000).



Explication des lettres

- t₃ Trias supérieur (G. gypse).
- l₁ Infralias.
- l₂ Lias inférieur.
- l_{3a-c} Lias moyen.
- l₄ Lias supérieur.
- J₁ Bajocien.
- J₂ Callovien-Oxfordien.
- J₃ Kimmeridgien-Portlandien.
- c' Néocomien.
- c'' Aptien.
- Mr Aquitaniens.
- Mi Helvétien.
- a Quaternaire.
- F Failles et pli-failles.

— Echelle des hauteurs doublée.

Fig. 3. — Coupe du Péouvé au bassin tertiaire de Champtercier (80.000).

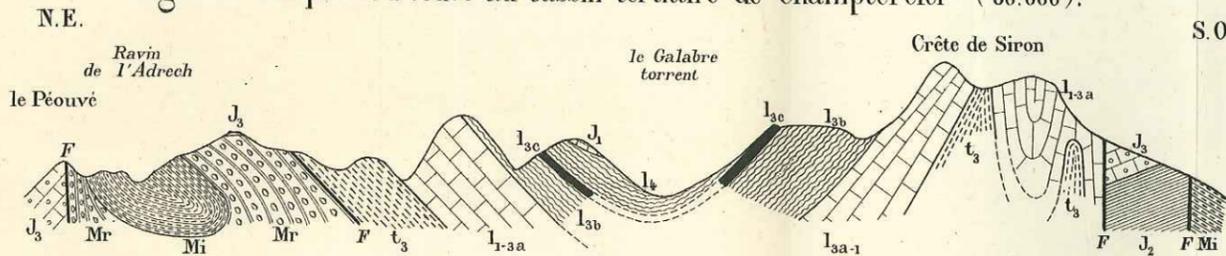


Fig. 4. — Coupe du promontoire de Champorein. (40.000)

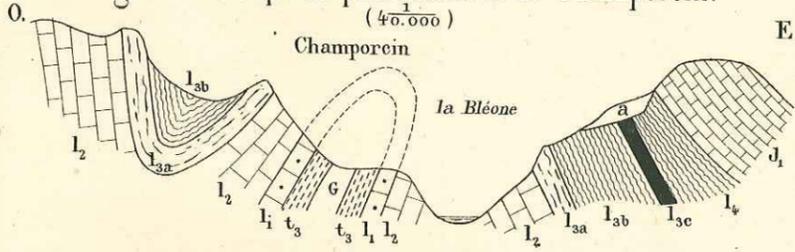


Fig. 5. — Coupe des ravins de Tauze et de Civaudan. (40.000)

