
LES GLACIATIONS DES ALPES DU SUD¹

Traduction du III^e livre de l'ouvrage intitulé

“ DIE ALPEN IM EISZEITALTER ”

Par M. Alb. PENCK et Ed. BRÜCKNER.

Fascicule VII, 1905. — (A Leipzig, chez Chr. Herm. Tauchnitz).

Traduit² par Philippe ARBOS,

Agrégé d'Histoire et Géographie. Professeur au Lycée de Toulon.

INTRODUCTION

Par **Albert PENCK**

Le Sud des Alpes se divise en deux parties essentiellement différentes au point de vue morphologique. A l'Ouest, le bord extérieur de la chaîne, qui déjà, en Suisse, a pris une direction Sud-Ouest, se recourbe, en France, d'abord vers le Sud et finalement vers l'Est. Les zones de reliefs qui, jusqu'à ce point, s'opposaient aux vents pluvieux venus de l'Ouest, s'inclinent maintenant au Sud vers la région méditerranéenne et forment le ca-

¹ Cette traduction fait suite à « *Les Alpes françaises à l'époque glaciaire* », extrait de l'ouvrage intitulé : « *Die Alpen im Eiszeitalter* », traduit par Louis Schaudel. Grenoble, 1907. Elle a été, comme cette dernière, revue par M. le professeur Kilian.

² Avec l'autorisation de l'auteur et de l'éditeur.

dre montagneux de la Provence. Une grande vallée, dessinée d'avance par la structure géologique, celle de la Durance, parcourt les Alpes suivant une direction en grande partie Nord-Sud, la même direction est suivie par la plupart des vallées voisines et par les hautes vallées du bassin du Var. Quelle que soit l'altitude qu'atteignent toutes ces vallées, les anciens glaciers n'y ont eu qu'un faible développement; ils n'atteignent nulle part le pied des Alpes; ils sont tous restés confinés dans la haute montagne; le glacier de la vallée principale de la Durance ne fut à aucun moment rejoint par les glaciers secondaires de celles de ses vallées latérales qui appartiennent encore à la partie alpine du bassin de la Durance. Le 44° degré de latitude Sud marque la limite méridionale des anciens glaciers des Alpes; tous et partout ils se terminaient à une altitude encore assez notable; aucun n'a atteint la région dont la végétation porte aujourd'hui le caractère méditerranéen. Tous se sont arrêtés devant le climat provençal; le grand glacier de la Durance lui-même n'a avancé son front que jusqu'à la « porte de la Provence », à Sisteron. Si nous parlons cependant de glaciers des Alpes Provençales, c'est pour faire ressortir davantage un trait commun à tous ces glaciers; ils appartiennent à des vallées qui aboutissent à la Provence.

A l'Est, le pied méridional des Alpes est limité à la plaine du Pô; il est là d'un degré environ plus au Nord qu'en Provence. Le développement des anciens glaciers y a été souvent plus considérable; de puissants fleuves de glace emplissaient les vallées du versant padouan, et ils ont pénétré d'autant plus loin dans la plaine du Pô que leur bassin d'alimentation était plus vaste. Ils y ont étalé d'énormes masses morainiques. Leurs ceintures de moraines frontales encerclent, comme de puissants amphithéâtres, leurs profondes cuvettes terminales et prennent dans le paysage un tel relief qu'elles ont occupé les observateurs bien plus tôt et bien plus vivement que ne l'ont fait les moraines, beaucoup plus rares, des Alpes Provençales. Il faut ajouter que ces amphithéâtres morainiques marquent le front de ceux des

anciens glaciers qui sont descendus le plus bas; sur leurs flancs, recouverts de la végétation méditerranéenne, s'étendent les bois d'oliviers, verdoie le laurier, s'élèvent les cyprès solitaires. Nulle part, autour des Alpes, n'existe un contraste aussi frappant entre le passé glaciaire et l'époque actuelle.

Bien qu'ils aient pénétré jusque dans la plaine qui est au Sud de la chaîne, les glaciers alpins sont loin de s'y être étendus avec la même ampleur que dans l'avant-pays septentrional des Alpes. Les langues terminales des différents glaciers sont ici en général demeurées isolées les unes des autres. Même lorsque, par endroits, elles entraînent en contact, quand plusieurs vallées débouchaient l'une près de l'autre, les moraines frontales de chaque glacier ont gardé cependant leur indépendance. Il n'y a jamais eu, du côté padouan des Alpes, une glaciation d'ensemble de l'avant-pays, mais on y observe tout au plus de simples contacts entre des glaciers voisins. Ces glaciers, qui en réalité se terminent chacun isolément, n'appartiennent pas seulement au même bassin hydrographique, mais les alluvions qui leur correspondent se confondent en un ensemble unique, la plaine du Pô. Les quatre grandes glaciations des Alpes ont contribué au remblaiement de cette plaine. Mais les diverses époques de la sédimentation fluvio-glaciaire ne pouvaient être ici, comme au Nord des Alpes, nettement séparées par des époques d'érosion interglaciaire, car la faible altitude de la plaine du Pô et le voisinage de la mer restreignent ici singulièrement la possibilité du creusement des vallées. En somme, les formations fluvio-glaciaires se sont ici superposées, et il y a peu de points où l'on puisse se rendre compte de leur structure. Aussi devons-nous, dans notre exposé, suivre une autre marche qu'au Nord des Alpes; au Nord des Alpes, c'est bien en avant du domaine des glaciers que nous séparions l'une de l'autre les différentes glaciations, en distinguant leurs dépôts alluviaux; dans la plaine du Pô, cette méthode n'est possible qu'au voisinage immédiat des amphithéâtres morainiques; c'est de ces derniers que nous devons partir; eux seuls nous donneront la clef qui nous permettra de comprendre la structure de la plaine.

La plaine du Pô ne limite pas seulement le versant méridional des Alpes, mais aussi à l'Ouest, au point où la chaîne se recourbe, dans les Alpes Grées et Cottiennes, leur bordure orientale, et, dans les Alpes Maritimes, une partie exposée au Nord. Dans ces régions méridionales le développement des glaciers n'a pas été très considérable; sur le versant du Piémont, comme sur celui de la Provence, aucun glacier n'est sorti des Alpes au Sud du 45° parallèle de latitude Nord. On pourrait donc mettre à part la partie des Alpes occidentales située au Sud du Mont Cenis, comme les Alpes orientales où le développement des glaciers s'est également borné aux grandes vallées. Cependant les rapports des anciens glaciers du Piémont méridional avec ceux, du reste, de la région padouane sont tels qu'il est difficile de ne pas les étudier les uns avec les autres; nous ferons donc succéder à l'étude des glaciers des Alpes Provençales l'étude de ceux des Alpes Padouanes.

Le versant sud des Alpes et beaucoup plus proche de la mer que le versant nord de la chaîne. Là où la Méditerranée baigne le pied des Alpes Maritimes, les anciens glaciers sont arrivés jusqu'à son voisinage; il en a été de même à l'Est de la plaine du Pô. Ainsi nos considérations s'enrichissent d'un élément nouveau, les recherches relatives aux rapports qui peuvent exister entre les formations marines et les dépôts glaciaires de l'époque glaciaire.

Les Glaciers des Alpes Françaises

Par ALBERT PENCK

I. — LE GLACIER DE LA DURANCE.

Le Glacier de la Durance. — Historique. — Classification des alluvions de la vallée de la Durance. — Moraines anciennes et moraines récentes. — Deckenschotter. — Moraines autour de Veynes. — Cuvette terminale dans la vallée de la Durance. — Dépression de Gap. — Développement des glaciers dans le Gapençais. — Moraines récentes dans le Gapençais. — Terrasses alluviales de l'Embrunais. — Oscillation d'Achen et Stade de Bühl. — Structure en « paliers » de la haute vallée de la Durance dans le Briançonnais. — Théorie de M. Kilian sur le surcreusement. — Clarée et Durance. — Remblaiement près du Mont Genève. — « Paliers » de Briançon et de l'Argentière.

Historique.

La Durance est de beaucoup la plus importante et la plus considérable des vallées des Alpes Provençales; nous y trouvons les traces de l'ancien glacier le plus considérable de cette partie de la chaîne. Les indications les plus anciennes à ce sujet sont de Rozet, qui découvrit les moraines près de Gap et d'Embrun; mais il les attribuait à plusieurs glaciers locaux et non à un seul grand glacier¹. C'est Ch. Lory qui a remarqué la grande extension des formations glaciaires descendant jusqu'à Sistrion², où Charles Martins, lui aussi, arrêtait le glacier³.

Rozet et Ch. Lory signalent encore les alluvions diluviennes du bassin de la Durance, qui avaient déjà attiré l'attention d'Elie

¹ *Preuves de l'existence d'anciens glaciers près des villes de Gap et d'Embrun (Hautes-Alpes)*. Bull. Soc. géol. (2), IX, 1852, p. 424.

² *Description géologique du Dauphiné*, 1860, p. 693.

³ *Du Spitzberg au Sahara*. Vol. II, p. 147 de la traduction allemande (Von Spitzbergen zur Sahara. Iéna, 1868).

de Beaumont¹; de l'obliquité qu'affectent par endroits leurs couches, Rozet concluait à de récentes dislocations dans les Alpes; Desor² a combattu cette hypothèse, sans s'occuper toutefois du glacier de la Durance lui-même. Les premières observations de détail sur les moraines de Sisteron et l'indication d'alluvions d'âges différents sont dus à M. Kilian³. M. David Martin prépare une monographie de l'ancien glacier durancien; plusieurs mémoires nous renseignent toutefois sur quelques-uns des résultats de ses recherches; ces mémoires sont en partie des articles de vulgarisation⁴. M. E. Haug a fait ultérieurement des communications plus détaillées, en 1891 et 1901, sur l'extension des glaciers dans la région de Gap⁵.

En 1895, j'ai eu l'occasion de visiter la vallée de la Durance. Ici encore c'est M. W. Kilian qui m'a aplani les voies. Avec lui j'ai visité la région de Sisteron et nous avons établi sans peine,

¹ *Note sur les terrains de transport de la vallée de la Durance.* Bull. Soc. géol. (2), XXVII, 1870, p. 35.

² *Recherches sur quelques unes des Révolutions de la surface du globe.* Ann. Sc. nat., Paris, XIX, 1830, p. 32.

³ *Description géologique de la Montagne de Lure.* Annales des Sciences géologiques, XX, 1888, p. 97.

⁴ Voici l'énumération des publications de David Martin dans l'ordre de leur apparition :

1887. *Excursions géologiques dans les montagnes de l'Embrunais.* Gap, Bull. Soc. d'études des Hautes-Alpes, 1887, p. 337-354.

1889. *Note sur la conservation des blocs erratiques hauts-alpins.* Gap, 1889 (*id.*), *Le diluvium et la période glaciaire dans les Hautes-Alpes.* *Id.*, 1889 et 1890.

1893. *Le bassin du Pignon et sa faune* (*Id.*, 1893).

1895. *Formations caillouteuses de la vallée de la Durance* (*Id.*, 1895).

1898. *Note sur les alluvions anciennes de l'Embrunais.* Bull. Soc. géol. (3), XXVI, 1898, p. 573.

1899. *Topographie glaciaire du Gapençais.* Comptes rendus des Collaborateurs, 1899, p. 116. Bull. Serv. carte géolog., XI, n° 73.

1903. *Faits nouveaux ou peu connus relatifs à la période glaciaire.* Mém. Acad. des Sc., Belles-Lettres et Arts de Lyon, VIII, Lyon, 1903. Un extrait de ce travail est paru dans les *Comptes rendus de l'Association française pour l'Avancement des Sciences*, Montauban, 1902.

⁵ *Les chaînes subalpines entre Gap et Digne.* Bull. Serv. carte géolog., III, n° 21, 1891, p. 146. Comptes rendus des Collaborateurs, 1900, p. 98.

entre les formations glaciaires et fluvio-glaciaires qu'il avait déjà étudiées¹ et celles du Nord des Alpes, un parallélisme que nous avons exposé dans un travail commun². La classification des formations quaternaires, à laquelle nous concluons, est indiquée sur les feuilles Die, Le Buis et Digne de la Carte géologique détaillée de la France, dont les parties en question sont pour la plus grande part l'œuvre de M. Kilian. La suite des levés de cette carte, notamment celui de la feuille de Gap, a provoqué de nouveaux comptes rendus de MM. W. Kilian, Haug, sur lesquels nous reviendrons plus bas.

Nous avons jusqu'à présent pour les régions étudiées les feuilles suivantes de la Carte géologique détaillée : 189, Briançon (1900) ; 199, Die (1899) ; 211, Le Buis (1896) ; 212, Digne (1899). — (La feuille de Gap a paru postérieurement) (note du trad.).

Classification des alluvions dans la vallée de la Durance.

En aval de Sisteron nous trouvons, dans la vallée de la Durance, trois terrasses de graviers nettement distincts³. La terrasse inférieure porte la gare de Sisteron, et le chemin de fer la suit jusqu'à Saint-Auban. Par la disposition et la nature de ses matériaux, elle correspond aux « basses terrasses » du Nord des Alpes ; M. Kilian et moi l'avons déjà indiquée comme telle et désignée sur la Carte géologique par *a*^{1b}. De 50 à 80 mètres plus haut s'élève une seconde terrasse ; elle forme les hautes plaines de Saint-Pui, sur la rive gauche, de Château-Arnoux et de Montfort, sur la rive droite de la Durance. La puissance de ses alluvions, presque toujours passées à l'état de conglomérat, est de 30 à 60 mètres ; son socle, constitué par la roche en place, domine donc la Basse terrasse, ce dont on peut se convaincre particulièrement à la station de Saint-Auban. Nous avons déjà, avec Ki-

¹ *Comptes rendus des Collaborateurs*, 1893, p. 121.

² Kilian et Penck, *Les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires du bassin de la Durance*. Comptes rendus Acad. Sc., 17 juin 1895. Réimprimé, augmenté de figures, dans *Travaux du Laboratoire de géologie*. Grenoble, III^e, 1896.

³ Cf. les vues dans les *Travaux du Laboratoire de géologie*. Grenoble, III^e, 1896, p. 64.

lian, noté cette terrasse comme une « Haute terrasse » ; c'est ainsi qu'elle est désignée sur la Carte géologique (*a*^{1a}). 70 mètres plus haut est la tranche superficielle d'une troisième terrasse de cailloutis composée de nagelfluh compacte. Elle porte le château de Peipin sur la rive droite de la Durance, sur la rive gauche elle s'étend des deux côtés de l'embouchure du Vauson et forme la terrasse de Volonne. Elle rappelle le « Deckenschotter » et, d'accord avec M. Kilian, nous lui avons donné cette attribution. Sur la Carte géologique elle est, comme les cailloutis des plateaux des environs de Lyon, rapportée au Pliocène, ce qui correspond aux vues de M. Kilian¹ ; mais les preuves décisives de son âge font défaut également ici. Cette terrasse n'a pas encore livré de fossiles pliocènes.

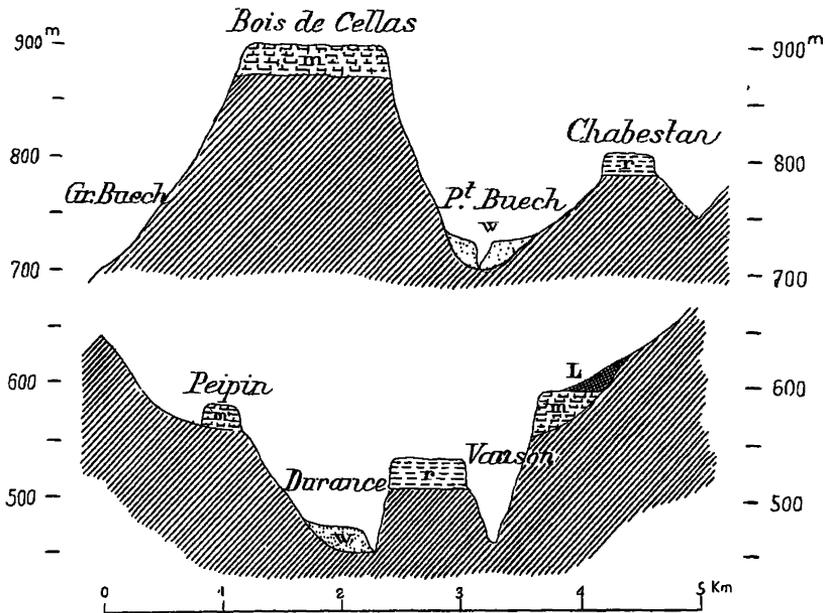


Fig. 1 (fig. 92 de l'Ed. allemande). — Légende : Coupe transversale de la vallée du Buech, en aval de Veynes (fig. du haut) — Coupe transversale de la vallée de la Durance, en aval de Sisteron (fig. du bas).

Légende : *m.* Deckenschotter ; *r.* Alluvions de la Haute-Terrasse ; *w.* Alluvions de la Basse-Terrasse ; *L.* Lehm et Eboulis des pentes. — La Roche en place du substratum est figurée par des hachures.

¹ *Comptes rendus des Collaborateurs*, 1895, p. 176.

La figure 1 (fig. 93 de l'édition allemande) montre un profil transversal à travers ces trois terrasses et prouve nettement qu'on a affaire aux produits de *trois périodes d'accumulation* séparées l'une de l'autre par des phases de creusement de la vallée; le travail de l'érosion a été pendant ces phases plus considérable que le remblaiement pendant les périodes intermédiaires. Il en est ici comme dans la région de Memmingen (cf. p. 31 de l'édition allemande), sauf que nous avons *trois* niveaux de cailloutis distincts et non *quatre*, et que le plus ancien n'a pas la forme d'une nappe, mais s'est déposé dans une vallée. Une autre différence consiste en l'absence de véritable « Loess » sur les plus hautes terrasses; le « Loess » typique fait complètement défaut dans le bassin de la Durance; çà et là seulement on rencontre un « Lehm » qui se rapproche du « Loess »; ce dépôt se rencontre surtout sur les terrasses supérieures, par exemple sur la Haute terrasse de Château-Arnoux (A¹ de la Carte). M. Kilian y a signalé une petite faune de mollusques qui vivent aujourd'hui en Provence¹.

D'autres différences viennent de particularités locales. Le Deckenschotter de Volonne est recouvert par un ancien cône de déjections qui comprend des dépôts d'éboulis anguleux cimentés en brèches et d'autres de Lehm gris jaunâtre et rouge. Ce qui est très surprenant, c'est la présence de plusieurs grands blocs calcaires dans les 10-12 mètres de la partie supérieure de la haute terrasse alluviale entre Sisteron et Montfort; dans la carrière de Château Arnoux j'en ai vu un de 3 mètres de largeur, 6 mètres de long et 2 mètres de haut. La surface de tous ces blocs a été polie par les eaux courantes; je n'y ai pas vu la moindre trace de stries glaciaires. Leur transport doit avoir été effectué par les eaux en même temps que le dépôt des alluvions des terrasses.

Moraines anciennes et moraines récentes.

En descendant la vallée, les trois terrasses alluviales convergent l'une vers l'autre et toutes vers le fleuve, comme c'est la

¹ *Description géologique de la Montagne de Lure*. Annales des Sciences géologiques, XX, 1888, p. 103.

règle pour les terrasses fluvio-glaciaires en général; en amont, les deux terrasses inférieures passent à des moraines; ce passage s'accomplit dans l'élargissement de la vallée, au Nord de Sisteron (cf. carte, fig. 2 (p. 721 de l'édition allemande). Immédiatement en amont de cette ville se présente, dans la haute terrasse, une intercalation morainique; au Soleillet, les alluvions et la moraine de fond alternent, et la seconde recouvre les premières. En outre, la forme topographique en terrasses disparaît; nous avons un terrain ondulé présentant une couche d'altération rouge qui recouvre les alluvions; ces dernières cessent de s'élever régulièrement vers l'intérieur des Alpes à environ 10 kilomètres en amont de Sisteron, entre Le Poët et Upaix, au-dessus des alluvions de la Basse terrasse, apparaissent des vallums morainiques, vers lesquels la terrasse s'élève avec une pente très raide à la manière d'un cône de transition, et sous lesquels les alluvions peuvent être suivies assez loin jusque vers le Monétier. Entre les moraines qui remplacent la Haute terrasse et celles qui représentent la Basse terrasse la différence est celle que nous avons appris à connaître jusqu'à présent entre les moraines *anciennes* et les moraines *récentes*. Les premières sont beaucoup plus fortement altérées que les secondes; celles-ci ont nettement la forme topographique de vallum, au contraire des premières. En somme, nous croyons pouvoir attribuer, dans la vallée de la Durance, la Haute terrasse, avec ses moraines extérieures, à la glaciation de Riss; la Basse terrasse, avec ses moraines terminales récentes (*a'gl²*), à la glaciation de Würm.

M. David Martin (1903, p. 19) ne peut consentir à la distinction établie par M. Kilian et par moi entre les moraines récentes et anciennes (*a'gl¹* et *a' gl²* de la carte) en amont de Sisteron. Il trouve que les secondes ne sont pas partout profondément altérées à la surface et que par endroits leur surface apparaît avec une certaine fraîcheur. Le cas est, en effet, fréquent dans les terrains accidentés, où les moraines ont été, comme les autres roches, parfois débarrassées par le ruissellement des produits d'altération. M. Martin, d'autre part, attribue la coloration rougeâtre des anciennes moraines au remaniement du Deckenschotter altéré et à la présence de cargneules rougeâtres, comme il y en a à Upaix. Cette hypothèse présuppose que la teinte générale des anciennes moraines dans leur ensemble est rougeâtre; or il n'en est point ainsi; seule la partie superficielle

altérée possède cette couleur. Enfin, à la conception de M. Martin que les anciennes moraines des Armands et les moraines récentes de Saint-Jacques forment à Upaix la moraine riveraine droite du glacier de la Durance, s'opposent et la courbe que décrit le vallum morainique de Saint-Jacques vers les moraines frontales récentes du Poët et l'existence de moraines du glacier de la Durance bien à l'Ouest des Armands, notamment dans la vallée du Buech, au dessus de Laragne. Le glacier de la Durance doit avoir, lors de la glaciation de Riss, rempli tout le vaste bassin que forme la vallée en amont de Sisteron. Son bord gauche s'élève au-dessus de l'embouchure de la Sasse jusqu'à plus de 900 mètres, comme le prouvent les nombreux gisements morainiques indiqués par M. Haug sur la feuille Digne de la Carte géologique détaillée. Ils forment sur une certaine étendue le sommet de la ligne de partage entre la Durance et la Sasse, au-dessus du village de La Motte. Mais, à droite, M. Kilian signale sur la feuille Le Buis de la même carte des moraines s'étendant au Nord-Ouest d'Upaix, et M. Faquier en signale le long du Buech où, d'après lui, entre Eyguians et Saléon, elles ne forment pas simplement un vallum transversal recourbé vers l'amont, mais recouvrent aussi les terrasses en face Montrond. Je n'ai pas visité ces derniers gisements qui ont la forme de terrasses fluviales.

Deckenschotter.

Au-dessus des anciennes moraines en amont de Sisteron s'élève, entre Mison et Le Poët, un fragment de Deckenschotter qui passe sur la rive droite du Buech, où, d'après M. David Martin, il montre, à Châteauneuf de Chabre, des polis glaciaires sous une moraine. A Mison il est, juste à hauteur de son pied, entouré de moraines de telle sorte qu'on dirait qu'elles appartiennent à son substratum; mais elles lui sont partout nettement superposées. Les couches jurassiques (au-dessous du Deckenschotter) ont subi l'érosion des eaux courantes. La composition de ce dernier est celle d'une « nagelfluh poreuse » typique dont les galets cristallins se sont décomposés. La base ne s'abaisse pas au-dessous de 650 mètres d'altitude, reste donc à peu près à 150 mètres au-dessus du fleuve voisin de la Durance.

En amont du bassin de Sisteron, les terrasses alluviales disparaissent dans la vallée de la Durance; mais elles continuent dans la vallée du Buech, qui rejoint là celle de la Durance. On suit, en amont, la Basse terrasse presque sans interruption jusqu'au bassin de Veynes où se réunissent le Grand et le Petit-Buech. Les alluvions des « Hautes terrasses » sont visibles en-

core en amont de Laragne, avec une couverture morainique. Des terrasses de la rive droite du Buech se rattachent à ce niveau en face de Montrond; nous retrouvons ensuite les alluvions des « Hautes terrasses » dans le bassin de Veynes où elles prennent, à l'approche des moraines externes, un faciès à gros blocs et finalement s'arrêtent; par endroits elles contiennent de nombreux cailloux remaniés d'une nagelfluh poreuse. Ces cailloux proviennent des dépôts qui couronnent la ride morcelée en collines isolées, entre Grand et Petit Buech. C'est une « nagelfluh » poreuse typique (*loecherige Nagelfluh*); il en existe une toute semblable au col de la Freissinouse, sur la ligne de partage entre le Buech et la vallée de Gap. Elle forme ici, recouverte par de puissantes moraines, le plateau de Corréo; sa surface est cachée sous les moraines. Nous avons donc, comme nous l'avons noté dès 1895 avec M. Kilian, et ainsi que cet auteur l'a exposé lui-même et l'a représenté sur la feuille Le Buis de la Carte géologique détaillée¹, reconnu dans la vallée supérieure du Buech (cf. fig. 2) une série alluviale identique à celle de la vallée de la Durance autour de Sisteron : en bas, des Basses terrasses et des Hautes terrasses; en haut, un Deckenschotter cimenté en poudingue, qui ressemble tout à fait aux gisements de Sisteron par la nature vacuolaire de son ciment et par l'état de décomposition de ses galets de roches primitives. Une nouvelle étude approfondie du résultat de mes observations m'a cependant fait reconnaître, depuis, que les altitudes des alluvions les plus élevées du bassin de Veynes ne concordent pas avec celles du plateau de Corréo et que les unes et les autres sont les résidus de cônes de transition d'âges différents, se rattachant à deux glaciations, peut-être seulement à deux stades d'une seule et même glaciation.

Les surfaces de base des deux formations précitées ont avec celles de la vallée de la Durance une pente à peu près uniforme de 5,5 ‰ pour la Durance de 7,5 ‰ pour le Buech (les Basses et Hautes terrasses, elles aussi,

¹ *Comptes rendus des Collaborateurs*, 1896, p. 139.

ont dans le Buech une pente plus forte) ; mais les surfaces respectives de ces cailloutis appartiennent à des niveaux sensiblement différents. Dans le bassin de Veynes ils s'élèvent très rapidement : Bois de Cellas, 881 mètres (hauteur de la surface de base 860 m.) ; Ubac, 912 mètres ; les Egaux, 940-960 mètres ; Bois-Mongit, 985 mètres, et bien en amont, comme M. P. Lory (*Comptes rendus des Collaborateurs*, 1898, p. 114) l'indique, sur le Grand-Buech, à Pont-la-Dame, plus de 980 mètres (hauteur de la base 920 m.). Ainsi la pente superficielle des alluvions est d'au moins 12 ‰ ; si nous la prolongeons jusqu'au seuil de la Freissinouse, elle nous amène à environ 100 mètres au-dessus des alluvions de ce seuil. En même temps que la pente s'élève ainsi, la puissance du dépôt croît considérablement, tout comme dans un cône de transition ; elle s'élève de 20 mètres à plus de 60 mètres ; la nature même de ces cailloutis fait penser également à un cône de transition. Ces cailloutis du bassin de Veynes représentent les alluvions de bordure d'un glacier qui, de la région de la Durance, venait, *par dessus le col de la Freissinouse*, s'avancer jusqu'aux environs de Veynes. Le poudingue du plateau de Corréo, riche en cailloux grossiers de la région de la Durance, apparaît comme un second cône de transition. Nous n'osons pas affirmer cependant, en nous basant uniquement sur le niveau plus bas de sa surface, qu'elle représente le Deckenschotter récent, tandis que celle de Veynes représenterait le Deckenschotter ancien ; peut-être, en effet, avons-nous là plutôt deux nappes subordonnées, conservées l'une à côté de l'autre, d'une seule et unique glaciation. En attendant, à cause de l'uniformité de la pente de leur surface de base, nous rapportons tous les hauts niveaux de poudingues de la vallée de la Durance et du Buech à un Deckenschotter unique, dont l'origine fluvio-glaciaire est rendue évidente par la raideur de sa pente superficielle, par le rapide accroissement de sa puissance et par les gros blocs qu'il contient et qu'on doit regarder comme erratiques dans la vallée du Buech.

Déjà M. David Martin (1903, p. 6) regardait le poudingue de Corréo comme plus récent que celui de Veynes, assimilant l'un à sa Terrasse moyenne, l'autre à sa Haute terrasse. Accidentellement, dans une excursion que j'ai eu le plaisir de faire en sa compagnie en 1895, il me montra à l'extrémité Ouest du plateau de Corréo, à la Roche des Arnands, un poudingue à stratification oblique, à une altitude de 930-990 mètres, qui, sensiblement inférieure à la base du Deckenschotter voisin (1055 m.), représente un delta beaucoup plus récent et peut-être formé dans la région des anciennes moraines. M. Martin a indiqué en outre, en 1893, des alluvions à couches inclinées au seuil du Laus, qu'utilise le chemin de fer entre le Grand et le Petit Buech, et a décrit une petite faune provenant des argiles qui les recouvrent (cf. aussi *Origine des poudingues inclinés du seuil du Laus*. Assoc. franç. Avancement des Sciences, 1893).

Moraines autour de Veynes.

Là où les Hautes terrasses cessent, dans la vallée du Buech, commencent les moraines. Nous ne sommes pas sûrs qu'elles débutent dès le seuil du Laus ; mais il en existe certainement près de Saint-Marcellin, là où la route de Veynes quitte la ré-

gion du Petit-Buech. Nous sommes disposés à considérer ces moraines, aux formes peu accentuées (elles ne sont pas signalées sur la feuille Die de la Carte géologique détaillée), comme des moraines anciennes. Au contraire, les moraines, observées déjà par Charles Lory à Montmaur (p. 693) nous paraissent être récentes. Les unes et les autres montrent, par leur composition, que le glacier de la Durance a envoyé un émissaire dans la vallée du Buech supérieur, par-dessus le col de la Freissinouse, et nous font considérer comme erratiques les roches duranciennes qui se rencontrent fréquemment parmi les éléments des cailloutis et les terrasses de la vallée du Buech. Les traces du passage du glacier sur le col de la Freissinouse sont tout à fait grandioses; le plateau de Corréo est de toutes parts sillonné de *vallums* morainiques, qui atteignent une altitude de 1280 mètres au pied de la montagne de Charance et sont disposés en éventail. Sur la moitié nord du plateau ils courent au Nord-Ouest, au Sud ils vont à l'Ouest. On a l'impression que le bras du glacier de la Durance, puissant d'environ 300 mètres, qui s'écoulait par-dessus le col, a d'abord pénétré en s'infléchissant dans la vallée de Rabou, d'où vient le Petit-Buech, et qu'ayant perdu de sa puissance, il s'est ensuite contourné dans la dépression du col. En aval de Veynes les traces glaciaires cessent dans la vallée du Buech; nous n'en avons pas trouvé sur les hauteurs couvertes de Deckenschotter entre le Grand et le Petit Buech¹, pas plus que dans la région de Serres. La vallée du Buech, dans la mesure où nous la connaissons, n'a été parcourue par le glacier de la Durance que dans son cours supérieur, le long de la vallée du Petit Buech; ce glacier, lors de la glaciation de Riss, a pénétré dans sa vallée inférieure. Entre les deux tronçons alors envahis par le glacier, une portion de la vallée est restée libre de glaces. Nous ne con-

¹ M. Kilian n'en indique pas sur la feuille Die de la Carte géologique détaillée. Je n'ai pas visité un petit gisement que cet auteur a marqué au Sud-Ouest d'Aspremont.

naissons pas dans cette portion de dépôts pouvant provenir d'un lac de barrage¹ dont le glacier de la Durance aurait formé la digue. Ce n'est qu'à la station de Laragne que nous avons vu un gisement isolé de *graviers deltaïques* qui révèlent en ce point l'existence, au moins temporaire, d'un lac de barrage. Peut-être les énormes blocs de calcaires qui jonchent la Haute terrasse, en aval de Sisteron, ont-ils été entraînés à la suite d'une rupture de ce lac.

Cuvette terminale dans la vallée de la Durance.

En amont de la ceinture de moraines terminales récentes de Le Poët-Upaix se développe sur la Durance une cuvette terminale. Le fond n'est d'abord qu'à 50 mètres environ au-dessous des remparts morainiques; la Durance y a entaillé une vallée assez étroite qui partout met à nu la roche en place du substratum; sur ce dernier repose un mince dépôt qui continue les alluvions de la Basse terrasse et qui porte une couverture morainique. En amont du Monétier-Allemont le fond de la cuvette tombe au-dessous de celui de la vallée, sur lequel s'étaient des cônes de déjection qui s'appuient à des pentes abruptes; il en est ainsi dans la région de Tallard. Les pentes, de leur côté, ne sont à pic que dans leurs parties inférieures; plus haut viennent des talus plus doux qui portent de nombreux villages: c'est ainsi qu'autour de Tallard (602 m.) nous citerons Lardier (843 m.), Fouillouse (environ 880 m.), Châteauvieux (780 m.), Piégut (1036 m.), Venterol (1050 m.), Urtis (1101 m.). Nous avons affaire évidemment aux pentes douces d'une ancienne vallée dans laquelle s'est entaillée postérieurement la vallée actuelle de la Durance et dont nous pouvons placer le fond à plus de

¹ Ces formations seraient-elles représentées par les argiles à *Pinus uncinata* de la vallée de la Charance, entre le Serre et Montrond, que M. David Martin a décrites en 1903 (p. 9) ?

800 mètres d'altitude. Cette disposition caractéristique persiste, en amont, jusqu'à l'élargissement de la vallée, à Embrun; elle est surtout marquée à l'embouchure de l'Ubaye, où les terrasses des villages (Rousset, 1038 m.; Le Sauze, 1052 m., et La Bréole, environ 1000 m.) indiqueraient un ancien fond de vallée d'environ 1000 mètres d'altitude. Les anciens fonds de vallée ainsi déterminés tombent, en aval de Mison, au niveau de la base du Deckenschotter et s'élèvent vers les Alpes avec une pente de 7‰ environ, comme le fait également la base du Deckenschotter dans la vallée du Buech. C'est ce que montre le schéma de la planche II (de notre édition allemande). Nous voyons donc, dans le bassin de la Durance, se présenter les mêmes phénomènes que dans d'autres parties des Alpes : la cuvette terminale (dépression centrale du glacier) est entaillée en forme d'auge dans une vallée plus ancienne à formes plus douces.

Dépression de Gap.

Latéralement à la vallée surcreusée et en général assez étroite, dont nous venons de parler, en court une plus élevée. Cette dépression se détache de la vallée de la Durance, déjà fort large, à l'extrémité aval du bassin d'Embrun, à peu près à la hauteur des terrasses rocheuses qu'on remarque en ce point. Elle se dirige d'abord vers l'Ouest, jusqu'à Gap, puis incline au Sud et rejoint la Durance près de Tallard, où son altitude n'est que peu inférieure à celle des terrasses rocheuses de Tallard. Il est probable que c'est là un *ancien cours de la Durance* qui pourrait dater de l'époque du Deckenschotter. La pente de cette vallée n'est pas régulière; elle se divise en deux élargissements à forme de bassins dont chacun possède maintenant une hydrographie indépendante; le bassin supérieur envoie directement ses eaux à la Durance par l'Avance, le long de laquelle il s'étend un peu en aval; l'inférieur est drainé par La Luye, la rivière de Gap, qui atteint la Durance en une gorge étroite.

La dépression de Gap s'ouvre largement sur les vallées voisines de la région de la Durance. Au Nord, la ligne de partage avec le Drac est, sur un parcours de 14 kilomètres, inférieure à 1700 mètres et tombe à 1246 mètres au col Bayard; à l'Ouest, celle du Petit-Buech se trouve, au col de la Freissinouse, à moins de 1200 mètres sur une longueur de 5 kilomètres. Ici la base du Deckenschotter s'élève, sur le plateau de Corréo, à 100-150 mètres au-dessus du niveau voisin de notre dépression. Cette différence de niveau montre que, lors du dépôt de ce cailloutis dans la région de la Freissinouse, la dépression de Gap s'ouvrait déjà profondément sur la vallée du Petit-Buech. Peut-être avons-nous là le tronçon d'une *ancienne vallée de la Durance*, dont le cours inférieur nous aurait été conservé dans la vallée du Buech; nous trouvons, en effet, dans la dépression de Gap, jusqu'à Chorges, non loin de sa ramification d'avec la Durance, des terrasses rocheuses dont l'altitude est en rapport avec le niveau de la base du Deckenschotter du bassin du Buech.

L'idée que le *seuil* de la Freissinouse est le tronçon d'un ancien cours de la Durance, et que la dépression de Gap a été plus tard utilisée par la Durance a déjà été exprimée par M. F. Arnaud lors de ses très remarquables recherches pour reconstruire la pente de la Durance pliocène d'après les formations de Deckenschotter du Buech (regardées par lui comme pliocènes). (*Notes sur l'altitude primitive des Alpes Dauphinoises*. Bull. Soc. géol. (3), XXVI, 1898, p. 389, cf. aussi, p. 514.) Nos conclusions s'écartent de celles de M. Arnaud en ce sens que nous ne considérons pas le Deckenschotter du Buech comme un dépôt fluviatile ordinaire, mais comme un dépôt fluvio-glaciaire; les galets duranciens qui s'y trouvent ne nous conduiront pas à conclure que lorsqu'ils se déposèrent la Durance franchissait encore le seuil de la Freissinouse; mais nous fondant sur les terrasses rocheuses, nous rapportons ce passage à une date antérieure. La valeur du creusement de la Durance depuis l'époque du Deckenschotter est sensiblement moindre pour nous que pour M. Arnaud.

Extension des glaciers dans le Gapençais.

Entre la dépression de Gap et la vallée de la Durance le sol ne s'élève, en moyenne, qu'à 1300 mètres; seul un sommet atteint 1728 mètres; partout donc le pays demeure à une altitude bien inférieure à celle des hauteurs environnantes, qui dépassent

d'ordinaire 2000 mètres; il donne l'impression, avec les vallées qui le limitent, d'une vaste *cuvette* à fond très accidenté. Ce bassin forme le Gâpençais. Le glacier de la Durance pouvait largement s'y étaler. Comme l'a montré M. Haug, en 1896, les masses de glace venues de la Durance s'écoulaient dans la vallée de Gap; de là elles passaient, par le col Bayard, dans la région du Drac supérieur et, par le *seuil* de la Freissinouse, dans celle du Buech. D'autre part, les masses de glace descendues de la vallée de l'Ubaye se cantonnaient, d'après M. Haug, sur le côté sud du Gâpençais, elles remplissaient la partie de la vallée de la Durance qui l'avoisine et pénétraient dans les vallées tributaires de gauche de ce fleuve, par exemple dans les bassins de Seyne et de Bréziers; elles ont entraîné dans ce dernier, comme M. Martin l'a indiqué en 1903, des débris provenant de roches qui affleurent sur la Durance à une altitude beaucoup plus faible et qui ont été, par suite, transportées vers l'amont.

L'altitude à laquelle est arrivée la glace n'est pas encore déterminée avec précision. A l'Ouest de Gap, M. David Martin a trouvé (1890, p. 13), encore à près de 2000 mètres d'altitude, des blocs erratiques de gneiss et de grès sur les montagnes de Charance et de Céuze, des deux côtés du col de la Freissinouse; les moraines puissantes ne se rencontrent ici qu'à 900-1300 mètres; à Gap même elles s'élèvent, d'après M. Martin, en forme de *vallums* bien conservés jusqu'à 1600 mètres (1903, p. 31), mais plus au Sud, entre la vallée de Gap et la vallée de la Durance, elles n'atteignent que 1400 mètres (1903, p. 27); sur le flanc sud du Gâpençais elles arrivent, dans le bassin de Seyne, à 1400-1500 mètres; elles s'étendent, jusqu'à la ligne de partage limitant le bassin de la Bléone, au col de Couloubroux (1360 m.) et au seuil qui sépare les bassins de Seyne et de Bréziers (1400 m.); au bord de ce dernier bassin elles vont, jusqu'à 1300 mètres, jusqu'au voisinage de la ligne de partage avec la Sasse¹. Ces don-

¹ On consultera les tracés de M. Haug sur la feuille Digne de la Carte géologique détaillée et les explications plus détaillées consignées dans les *Travaux du*

nées, passablement éparses, montrent que le glacier de la Durance, à l'époque würmienne, a pénétré dans le Gapençais avec une altitude d'environ 1700 mètres et suivant une direction sensiblement sud-ouest, s'y est étendu avec une pente d'environ 20 %, de sorte qu'il devait sortir de ce bassin au col de la Freissinouse, à une altitude d'environ 1300 mètres, et à Tallard, à un niveau un peu plus bas. Les blocs que M. D. Martin a trouvés à une altitude plus élevée pourraient provenir d'une glaciation antérieure.

Avec de telles altitudes, le glacier de la Durance devait se trouver au col Bayard à 1500 ou 1600 mètres; il pouvait donc facilement franchir ce passage si la glace s'élevait moins haut dans la vallée du Drac. M. David Martin a indiqué, en 1887, et déclaré de nouveau, en 1899, qu'il a réellement existé un écoulement du glacier dans cette direction, ajoutant que dans la région du col s'est maintenu à ce moment le petit glacier de l'Ancele venant de l'Est. Rozet pensait au contraire que le passage avait été franchi par un glacier local de la région du Drac.

Moraines récentes du Gapençais.

Les morainés du Gapençais atteignent, d'après M. Martin, des altitudes notables et s'élèvent jusqu'à 1600 mètres; leur pente moyenne est (1889) de 22 ‰; elle varie et ses valeurs limites sont de 4,5 ‰ et de 46,6 ‰. Par endroits même il se présente des contre-pentes. A l'intérieur, les matériaux morainiques s'intriquent parfois avec des éboulis de pentes, ainsi que M. Martin l'a également indiqué (1903, p. 26). Aux nombreuses moraines riveraines ne correspondent qu'un petit nombre de moraines frontales; on en trouve une transversale à la vallée de Gap, au Sud de cette ville, à une cote peu supérieure à 700 mètres; les alluvions qui la continuent sur les bords de la Luye recouvrent, comme M. Haug l'a montré en 1900, des tufs calcaires reposant

laboratoire de géologie, Grenoble (V₁, 1900). En 1891 il paraissait difficile à M. Haug d'attribuer les moraines du bassin de Seyne au glacier de la Durance, notamment parce qu'elles contiennent des blocs des grès nummulitiques qui affleurent à l'Est.

eux-mêmes sur une moraine; la moraine terminale correspond donc à une avancée glaciaire. Dans la vallée de la Durance, où les moraines sont beaucoup plus rares que dans la dépression de Gap, on ne rencontre, d'après M. Haug, qu'une seule moraine frontale, entre Remollon et l'embouchure de l'Avance, à une altitude d'environ 700 mètres; il s'y rattache une Basse terrasse désignée sur la Carte géologique détaillée par *a^{1c}*. Une troisième moraine terminale coupe, à Selonnet (1050 m.), la vallée de Seyne. Ces moraines terminales indiquent une glaciation qui ne devait remplir qu'à moitié le Gapençais; nous avons là sans doute les fragments d'une ceinture relativement récente de moraines terminales déposées à la fin d'un épisode glaciaire appartenant encore à l'époque würmienne.

M. Haug interprète tout autrement (1900) la disposition des moraines dans le Gapençais. Il attribue les *vallums* morainiques à une deuxième glaciation (*a^{1bgl}*), les moraines situées plus haut à une première (*a^{1agl}*), les moraines frontales à une troisième époque (*a^{1cgl}*). Il aboutit donc à des vues analogues à celles qu'a énoncées M. Hollande pour la région de Chambéry (cf. p. 691 de l'édition allemande). Je ne puis, sans avoir d'ailleurs d'autre raison que la bibliographie existante, attribuer à la différence qui existe entre les *vallums* morainiques et les moraines de fond une valeur suffisante pour les rapporter à deux glaciations différentes, d'autant que par endroits (col de la Freis sinouse, région de Gap) les *vallums* morainiques s'élèvent jusqu'à la limite des moraines. Pour distinguer la deuxième et la troisième glaciation, M. Haug s'appuie principalement sur le gisement de tuf calcaire de la vallée de la Luye, qu'il regarde comme *interglaciaire* sans considérer que par ses rapports de position il pourrait aussi bien être *interstadaire*. La faune et la flore de ces tufs, qui seraient si importantes pour connaître leur âge, ne sont d'ailleurs pas encore connues; il convient seulement de remarquer que le gisement est situé à 1100 mètres au-dessous de la limite des neiges de l'époque glaciaire, à une distance au-dessous d'elle, à laquelle il se forme aujourd'hui du tuf calcaire en abondance. Nous ne faisons aucune difficulté, d'après l'état actuel de nos connaissances, pour admettre que ce tuf est contemporain des lignites de Voglans.

M. Martin mentionne d'autres dépôts de *tuf calcaire* à la base des moraines du Gapençais, ceux du hameau Les Dorats dans le canton de Turriers, sur le flanc gauche de la vallée de la Durance, et ceux de la région de Vitrolles et de Barcillonnette sur le flanc droit. Tous deux forment des dépôts épais non loin du bord de l'ancien glacier de la Durance, le premier à environ 1000 mètres d'altitude. M. Martin dit y avoir trouvé des feuilles de chêne, arbre qui aujourd'hui n'existe plus sur ces pentes ombragées. De plus amples découvertes permettront sans doute de décider s'il s'agit ici de tufs *interstadiers* (cf. p. 676 édit. allem.) comme à Rives, ou *interglaciaires* comme à Flurlingen (cf. p. 420 édit. allem.).

Les vallées latérales de la Durance dans le Gapençais offrent des remblaiements typiques qui présentent dans la vallée de Vallauria, près de Théus, de magnifiques *pyramides de fées* (colonnes coiffées). Parfois des dépôts de graviers se trouvent également sous les moraines de remblaiement, M. David Martin désigne ces graviers sous le nom de « terrasses adventives » (1903, p. 141). M. David Martin leur attribue la même origine que celle que nous avons donnée aux alluvions des vallées remblayées (cf. p. 171 de l'édition allemande). Mais il s'avance trop en attribuant également la même origine aux terrasses de l'espèce des « parallel roads » dans les grands lacs de barrage de l'Amérique du Nord et aux terrasses alluviales de la région de Buech. Cette interprétation est en contradiction avec l'horizontalité des premières et avec la pente raide des dernières.

Terrasses de l'Embrunais. — Oscillation d'Achen et Stade de Bühl.

Dans l'Embrunais, en amont du Gapençais, la vallée de la Durance se montre également *surcreusée* d'une façon très typique. C'est par un gradin de confluence que la vallée du Rabious débouche à Châteauroux, en amont d'Embrun; il en est de même de celle du Guil, à Mont-Dauphin. Dans les deux cas, les routes montent en lacets de la vallée principale aux deux thalwegs surélevés; dans cette vallée principale, des terrasses témoignent d'une vallée pré-glaciaire, dont le fond, à Mont-Dauphin, pouvait être à 1200-1300 mètres d'altitude.

Dans cette vallée surcreusée se trouvent des dépôts alluviaux qui sont, en certains points, assez solidement agglomérés. Ils forment la terrasse de la ville d'Embrun, haute de 80 mètres (870 m.); ils sont striés à leur surface, comme Rozet l'avait déjà remarqué. J'ai trouvé, en 1895, dans leur substratum, sur le chemin qui va de la ville au Pont Neuf, des moraines de fond typiques. On rencontre ces dépôts encore en amont, notamment à Châteauroux, où ils atteignent 930 mètres d'altitude. La partie supérieure est, comme à Embrun, à stratification horizontale; les couches inférieures, au contraire, ont une stratification fortement oblique; par endroits elles ont un caractère nettement *deltaique*; ailleurs, par exemple à Pralong, on dirait qu'elles ont subi des refoulements. Dans ces parties le poudingue, qui, en

général, est ailleurs à blocs de forte dimension, devient plus fin, souvent sableux, et contient des *cailloux striés*. Le dernier gisement, à l'amont, est à l'embouchure du Guil et est couronné par la forteresse de Mont-Dauphin. Ici aussi la partie supérieure est horizontale, la partie inférieure offre une stratification de delta; cette dernière descend, comme à Châteauroux, jusqu'au fleuve (900 m.) et s'élève jusqu'à l'altitude de 980 mètres; j'y ai trouvé un *caillou strié*; sa limite supérieure est inclinée et marquée par un dépôt de gros blocs. Le poudingue à couches horizontales, qui surmonte le précédent, s'élève jusqu'à 1050 mètres et se montre poli sous les moraines qui le recouvrent.

Le poudingue de l'Embrunais se distingue au point de vue pétrographique des formations de nagelfluh de la vallée de la Durance, que nous avons étudiées en aval de la région morainique, par la fraîcheur de ses galets cristallins et par ses matériaux notablement plus grossiers; il s'en distingue aussi morphologiquement par sa position moins élevée. Les parties inférieures atteignent le fond de la vallée actuelle, tandis qu'en aval de Sisteron, le Deckenschotter et les alluvions des Hautes terrasses s'étendent bien au-dessus du niveau actuel de la vallée. Les terrasses de l'Embrunais partagent leur situation dans une vallée surcreusée avec la grande terrasse de la vallée de l'Inn et celle de la vallée de l'Isère; comme elles, aussi, elles présentent un substratum morainique et possèdent une partie inférieure lacustre. Elles ne diffèrent de ces dernières que par le fait qu'elles se montrent polies par le glacier sous les moraines superficielles, comme l'est aussi le Deckenschotter de l'avant-pays alpin. C'est pour cette raison qu'en 1895, dans un travail publié en collaboration avec M. Kilian, j'ai considéré ces terrasses comme interglaciaires et j'ai attribué leur formation à l'époque interglaciaire Riss-Würm. Dès 1898, M. David Martin et, en 1900, M. E. Haug ont élevé des doutes à ce sujet. Aujourd'hui j'attache une plus grande importance à ces analogies de la terrasse d'Embrun avec celles des vallées de l'Inn, et de l'Isère et, d'accord avec Martin et Haug, je regarde les alluvions de

l'Embrunais comme une formation *interstadaire* produite pendant une oscillation du retrait de la glaciation de Würm. C'est aussi pendant cette oscillation que la glace de la vallée de la Durance se retira jusqu'en amont de Mont-Dauphin, s'avança ensuite de nouveau jusqu'à au moins 20 kilomètres en aval d'Embrun, où l'on voit, d'après M. Haug, à Baratier, des moraines descendre jusqu'au fond du thalweg actuel. Cette oscillation, directement observable, tient à peu près le milieu entre les ramifications supérieures du bassin de la Durance et les moraines terminales récentes du Poët. Nous n'avons donc pas affaire ici à une oscillation de la phase maximum de la glaciation de Würm, mais à une oscillation postérieure. D'après ses dimensions, elle correspond à « l'oscillation d'Achen » du glacier de l'Inn, dont les graviers sont également, en certains points, cimentés en nagelfluh. Nous rapportons, par suite, les moraines de Baratier sur notre carte (fig. 2) au stade de Bühl.

M. Martin insiste sur le niveau très bas auquel se trouvent ces alluvions, et voit des preuves d'une origine fluvio-glaciaire dans les cailloux striés qu'elles contiennent. Il fait remarquer qu'elles comprennent surtout des cailloux roulés de la région du Guil, du Queyras et d'Escreins, et déclare que ces vallées étaient encore libres de glace alors que la glaciation s'était déjà étendue sur la région du Pelvoux. Je puis confirmer en beaucoup de points les observations de M. Martin, mais je dois faire observer que je n'ai trouvé de cailloux striés que dans les parties inférieures et que, pour moi, certainement les alluvions sont supportées par des moraines, et non simplement juxtaposées, comme le voudrait M. Martin. M. Haug a rapporté, en 1900, les moraines superficielles à sa troisième glaciation ($a^{1c}gl$) et les moraines du substratum à sa deuxième glaciation ($a^{1b}gl$). Quant aux graviers, il les regarde comme des dépôts de retrait de cette seconde glaciation (a^{1b}) et met leur formation en rapport avec un barrage hypothétique de la vallée de la Durance par le glacier de l'Ubaye. L'assez grande distance qui sépare les formations *interstadaires* de la vallée de la Durance de celles de la région de Gap (35 kil.) m'empêche de les paralléliser les unes avec les autres, d'autant plus que les secondes se trouvent dans le domaine des moraines terminales de la glaciation de Würm, tandis que celles de l'Embrunais en sont assez éloignées et en sont séparées par les cuvettes terminales de la vallée de Gap et de la vallée de la Durance.

Structure en gradins « paliers » de la vallée de la Durance dans le Briançonnais.

La vallée supérieure de la Durance possède une structure en gradins très marquée. Jusqu'à l'embouchure de la Gyronde, la

rivière de la Vallouise venue du massif du Pelvoux, le thalweg monte assez régulièrement; puis vient une rupture de pente de 200 mètres, que la route gravit en grands lacets tandis que le chemin de fer s'élève d'abord le long de la cluse en de nombreux tunnels. Le gradin suivant est à Briançon; ici la Guisane, qui coule au Nord du massif du Pelvoux, débouche de niveau comme la Gyrone, tandis que le fond de la vallée de la Durance s'élève brusquement de nouveau de 200 mètres. Cette dernière se continue avec une ample largeur dans la véritable vallée principale, la vallée en auge de la Clarée, qui ne commence qu'en amont de Névache à s'élever en gradins vers les pentes d'arrière, tandis qu'à droite la petite Durance descend de la vallée du Mont Genève, plus haute de 400 mètres, en partie remblayée et débouchant dans la vallée principale (Clarée) par un gradin de confluence.

Théorie de M. Kilian sur le surcreusement.

La structure en gradins de la vallée de la Durance doit nous intéresser particulièrement parce que M. Kilian l'a utilisée pour expliquer sa théorie sur l'origine du surcreusement des vallées¹. Cet auteur part de la même hypothèse que nous. Il admet comme nous qu'une vallée qui débouche en gradin de confluence représente au moins approximativement le niveau d'un ancien fond de vallée, tandis que la vallée *surcreusée*, par rapport à la précédente, a subi une érosion considérable. Mais cette érosion que nous sommes contraints à considérer comme étant essentiellement l'œuvre des glaciers, M. Kilian la tient pour fluviatile. Il croit que la vallée surcreusée a été abandonnée par la glace

¹ *Notes pour servir à la Géomorphologie des Alpes Dauphinoises. La Géographie*, VI, 1902, p. 17. *Note sur le surcreusement (Uebertiefung) des vallées alpines. Bull. Soc. géolog. de France* (3), XXVIII, 1900, p. 1003. Réimprimé dans les *Annales de l'Université de Grenoble*, XIII, 1901, et dans les *Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Univ. de Grenoble*, VI, 1902, p. 3.

avant la vallée suspendue; elle a été, par suite, soumise aux actions fluviales plus longtemps que la vallée voisine dont la forme originelle a été conservée grâce à la persistance de sa couverture de glace, jusqu'à ce qu'elle-même, à son tour, ait été rendue libre par un recul plus important de la glaciation. D'ailleurs le processus a pu être le même au moment de l'apparition de la glace qu'au moment de sa disparition. La vallée latérale a été occupée par la glace plus tôt que la vallée principale; celle-ci a continué d'être approfondie par son fleuve alors que la première était déjà conservée par son glacier; puis les masses glaciaires grossissant ont rempli à son tour la vallée principale qui, par suite, a perdu ses formes d'érosion fluviale. Les gradins de confluence se lient donc, d'après M. Kilian, aux anciennes limites d'érosion glaciaire et fluviale; ils indiquent, d'après lui, la place des stationnements des fronts des glaciers pendant les phases de crue et de décrue des glaciations.

Quoique, peu après M. Kilian, M. Bonney ait exprimé les mêmes idées sur les gradins de confluence des vallées suisses ¹ et M. Garwood sur ceux de la vallée du Tessin ², et bien que M. Fritz Frech ait appliqué la théorie de M. Kilian aux Alpes orientales ³, nous ne voulons pas combattre ce dernier avec les arguments prouvant l'origine glaciaire du surcreusement, tels que la nature même de la vallée surcreusée, avec ses pentes irrégulières, ses nombreuses contre-pentes, son profil transversal en auge, la constitution même du gradin de confluence. Nous nous bornerons à rechercher dans quelle mesure se vérifient, dans l'espèce, les hypothèses de notre cher ami et collègue. Voici en quoi elles consistent: M. Kilian admet, pour expliquer l'embouchure en gradin de la vallée supérieure de la Durance dans la vallée de la

¹ *Alpine Valleys in Relation to glaciers.* Quart. Journ. Geolog. Soc. London, LVIII, 1902, p. 690 (701).

² *On the origin of some hanging Valleys in the Alps and Himalaya, Id.*, p. 703.

³ *Sur l'aspect des Alpes centrales du Tirol.* Zeitschr. d. D. u. O. Alpenvereins, XXXIV (1903), p. 1 (22).

Clarée, cette dernière jouant le rôle de vallée principale, qu'au début d'une des périodes interglaciaires le glacier de la Clarée s'était retiré jusque près de l'extrémité amont de l'auge de Néva-che; la partie de la vallée de la Clarée située en aval de ce point aurait donc été soumise à l'action de la Durance, alors que pendant ce temps le thalweg de la Durance, en amont de son gradin de confluence, aurait encore été occupé par les glaces sur les hauteurs du col du Mont Genève, par ce fait, soustrait aux effets de l'érosion.

Clarée et Durance. — Remblaiement au Mont Genève.

M. Kilian admet donc que la vallée principale de la Clarée aurait été abandonnée par la glace avant la vallée secondaire qui est celle de la Durance descendant du Mont Genève. Cette hypothèse, qui est exacte dans beaucoup de cas, n'a pas une valeur universelle. Nous avons souvent observé qu'une vallée principale avait été occupée par la glace alors que la vallée latérale ne l'était pas à son embouchure; dans de pareils cas il se produit un remblaiement. Le cours d'eau de la vallée latérale accumule ses alluvions sur les flancs du glacier de la vallée principale. Il se forme des « terrasses adventives » comme les a appelées M. David Martin. Nous trouvons les traces d'un remblaiement de ce genre latéralement à la vallée de la Clarée. Ces dépôts de remblaiement sont bien visibles sur le chemin du Mont Genève et ont été décrits en détail par M. Kilian¹. Leur présence indiquerait que, contrairement à l'hypothèse de cet auteur, la vallée supérieure de la Clarée a dû être occupée par les glaces *avant la vallée supérieure de la Durance* au Mont Genève et abandonnée par le glacier *après cette dernière*. L'altitude des deux vallées correspond d'ailleurs à ce processus.

L'altitude moyenne de la vallée de la Clarée est, en amont de l'embouchure

¹ *Comptes rendus des Collaborateurs*, 1895, p. 172.

de la Durance, de 2300 mètres. La hauteur moyenne de la glace qui la remplissait ne pouvait guère être inférieure à 2400 mètres. Ce serait là l'altitude de la limite des neiges correspondant à notre glacier de la Clarée. Pour une limite de cette altitude, les glaciers des montagnes du pourtour du Mont Genève n'auraient pu tout au plus descendre que jusqu'à hauteur du col. Le ruisseau du glacier qui descendait du signal du Chenaillet aurait donc dans ce cas apporté à la haute Durance des cailloux roulés de variolite et de gabbro. Il se trouve en effet de ces roches, comme M. Kilian l'a montré, dans les alluvions de remblaiement dont nous avons parlé, tandis qu'aujourd'hui, avec les rapports hydrographiques actuels, ces galets sont confinés dans la vallée de la Dora. Nous concluons de leur présence dans les alluvions en question, non à une capture de la Durance supérieure, mais à un déplacement *temporaire*, par les glaciers, de la ligne de partage. Si ces phénomènes se sont effectués quand la limite des neiges était à 2400 mètres, c'est-à-dire à 700 mètres au-dessous de son niveau actuel, cette circonstance nous fournit un point de repère pour déterminer l'âge des cailloutis de remblaiement, ces derniers dateraient de l'Oscillation d'Achen (Achenschwankung), correspondraient donc aux terrasses de l'Embrunais; c'est aussi l'opinion de M. Kilian.

M. Kilian n'a pas été sans discuter le cas où les alluvions du Mont Genève représenteraient des produits de remblaiement; il objecte à cette hypothèse que les cailloutis auraient alors une structure de delta; or la forme deltaïque est plutôt rare dans les alluvions de remblaiement, qui d'habitude sont plutôt d'origine purement fluviale, le glacier ayant obligé simplement les cours d'eau de ses vallées latérales à déposer leurs alluvions et n'ayant généralement pas provoqué la formation de lacs de barrage. M. Kilian regarde nos graviers du Mont Genève comme les restes de dépôts plus étendus qui, autrefois, auraient également rempli la vallée de la Clarée. Mais il ne peut appuyer cette hypothèse sur la présence de restes de ces dépôts dans la vallée de la Clarée. On ne peut admettre que le glacier de la Clarée se terminait à Névache alors que la glace s'étendait encore sur le col du Mont Genève, car l'altitude moyenne de la vallée de la Clarée, au-dessous de Névache, est de 2450 mètres; en plaçant la limite des neiges à 2500 mètres environ, la vallée de la Clarée aurait déjà été dans ces conditions emplie de glace jusqu'à Névache, et les sommets qui encadrent la haute vallée de la Durance, hauts de 2500 mètres, n'auraient pu avoir alors que des glaciers suspendus qui n'auraient pas atteint le Genève.

« Paliers » de Briançon et de l'Argentière.

L'hypothèse de M. Kilian relative à l'origine du gradin de confluence de la Haute Durance me paraît encore moins applicable à l'explication du « palier » de Briançon, dans lequel la Durance a entaillé la gorge d'Asfeld. M. Kilian croit que lors de la formation de ce palier la vallée de la Durance devait être remplie de glace jusqu'à la Vachette, tandis que la vallée voisine de la Guisane, libre de glaces, aurait été soumise à l'érosion fluviale. La

Guisane remonte aujourd'hui jusqu'aux glaciers du massif du Pelvoux : or ces derniers devaient encore descendre jusqu'à la vallée de la Guisane, alors que dans la région de la Durancé supérieure, pour un abaissement correspondant de la limite des neiges, il pouvait tout au plus se former des glaciers suspendus. Le glacier de la Guisane a atteint certainement Briançon avant celui de la Clarée-Durance. Il en est de même pour la vallée de la Gyronde (Vallouise), débouchant près de l'Argentière : elle nous conduit presque immédiatement au milieu même du massif du Pelvoux, aux plus grands glaciers de ce massif qui aujourd'hui descendent à 1850 mètres. Il a dû suffire d'un faible abaissement de la limite des neiges pour que la Vallouise fût remplie de glace jusqu'à son débouché, tandis qu'il est impossible que le glacier de la Durance ait, *à ce moment*, pris des proportions comparables.

Il n'en va donc pas dans la région supérieure de la Durance comme le comporterait la théorie de M. Kilian. Rien n'autorise à supposer que les parties surcreusées des vallées ont été occupées plus tard par la glace et abandonnées *plus tôt* que les parties restées en état. Le contraire est plutôt vraisemblable ; les parties surcreusées ont été soumises à la glaciation la plus prolongée et, par suite, sont liées aux glaciers les plus puissants. Ainsi la structure en paliers de la haute vallée de la Durance s'accorderait avec les lois du « surcreusement » que nous avons exposées à la p. 299 (de l'édition allemande). Cette disposition s'expliquerait par le renforcement de l'érosion glaciaire au point de confluence des glaciers de plusieurs vallées. Quant au fait que les gradins se présentent ici dans les vallées principales et non à l'embouchure des vallées latérales, il est dû à ce que ces dernières contenaient les fleuves de glaces les plus considérables.

Stade de Gschnitz et Stade de Daun. — Période interstadaire chaude.

En amont de Briançon, M. Kilian a marqué, sur la feuille Briançon de la Carte géologique détaillée, des gisements morai-

niques étendus dans la vallée de la Guisane, à Saint-Chaffrey. Si nous ne nous trompons pas en les regardant comme des moraines terminales, elles indiquent que le glacier de la Guisane s'est assez longtemps maintenu à une altitude de 1300 mètres. L'altitude moyenne de la vallée, en amont, étant de 2100 mètres, la limite des neiges correspondantes pour ce glacier devait être au moins de 2400 mètres, c'est-à-dire de 700 mètres au-dessous de l'actuelle; il faut donc le rapporter à notre Stade de Gschnitz. Le col du Lautaret offre un autre ensemble de moraines terminales qui a été décrit par M. Kilian. Ces moraines se composent de microgranulites et de protogines du pic de Combeynot (3153 m.) et du Rochoir (3118), et montrent que de ces sommets des glaciers, longs d'à peine 3 kilomètres, descendaient jusqu'au col (2075 m.). La limite des neiges correspondante était donc alors à 2700 mètres, c'est-à-dire à 400 mètres au-dessous de ce qu'elle est aujourd'hui. Nous aurions donc affaire, au col du Lautaret, à des moraines du Stade de Daun. Elles reposent, comme M. Kilian l'a montré, sur la partie orientale d'un assez puissant dépôt de *tuf calcaire* qui s'étend sur le col. M. Kilian y a découvert les restes d'une flore qui atteint actuellement sa limite supérieure à l'altitude même du col du Lautaret, et qui, avec une limite des neiges inférieure de 400 mètres à celle d'aujourd'hui, comme l'était celle du Stade de Daun, ne pouvait certainement exister sur le col. Sa présence à l'état fossile, dans les tufs qui supportent les moraines du Stade de Daun, montre que ce stade a été précédé d'une période où la limite des neiges s'était relevée à un niveau analogue à peu près à celui qu'elle occupe aujourd'hui. Mais cette période ne peut qu'avoir suivi le Stade de Gschnitz; car pendant ce stade les glaciers des vallées voisines de la Guisane et de la Romanche devaient s'élever jusqu'au-dessus du col du Lautaret qui ne leur est supérieur que de 400 mètres. Nous devons donc intercaler entre les Stades de Gschnitz et de Daun une période *interstadaire* où la limite des neiges était plus élevée, et le Stade de Daun nous apparaît, ainsi que ceux de Bühl et de Gschnitz, comme une phase de récurrence glaciaire.

Je dois à mon ami Kilian la communication des espèces déterminées par Fliche, du tuf calcaire du col du Lautaret. Il s'agit de deux gisements différents, l'un contenant surtout des feuilles de saule, l'autre des cônes de conifères. Le premier renferme une flore buissonneuse composée de *Rhododendron ferrugineum* L., * *Salix nigricans* Im., *Salix Myrsinites* L., * *S. arbuscula* L., *S. reticulata* L., le deuxième une flore forestière avec *Rubus* Sp., * *Sorbus aucuparia* L., * *Arctostaphylos officinalis* Winn. et Gral., *Rumex alpinus* L., * *Betula alba* L., * *Salix pentandra* L., * *Salix grandifolia* L., *Carex maxima?* *Pinus montana* Mill. Cette dernière espèce, très fréquente, regardée d'abord par M. Kilian comme *Pinus silvestris*, n'arrive pas aujourd'hui au col du Lautaret, mais elle monte à son voisinage jusqu'à 2250 mètres. Les espèces marquées d'un * atteignent dans les Alpes centrales du Tirol, d'après une aimable communication de mon collègue M. Wettstein, leur limite supérieure à 2050 mètres ou au-dessous. Ainsi la flore du tuf calcaire du col du Lautaret porte plutôt l'empreinte d'une altitude moindre que celle où elle se trouve et est en tout cas incompatible avec une limite des neiges située à une altitude inférieure à celle qu'elle occupe aujourd'hui. M. David Martin déclare avoir aussi trouvé dans le tuf des feuilles de hêtre. Nous n'attachons aucune valeur à cette indication; car le hêtre ne convient nullement avec l'association végétale déterminée par le botaniste Fliche.

II. — LES PETITS GLACIERS DES ALPES PROVENÇALES.

Vallée de la Bléone. — Vallée du Verdon. — Vallée du Var. — Vallées de la Tinée et de la Vésubie. — Vallée de la Roya. — Terrasses dans la vallée du Var. — Delta pliocène du Var. — Thalweg pliocène. — Terrasses marines de Nice et leurs rapports avec le Glaciaire. — Les glaciations des Alpes Provençales. — La limite des neiges à l'époque glaciaire. — Soulèvement post-pliocène des Alpes. — Découvertes paléolithiques.

Vallée de la Bléone.

Après être sortie des Alpes, la Durance reçoit encore trois cours d'eau importants venus de la haute montagne, la Bléone, l'Asse et le Verdon, dans les vallées desquels on peut s'attendre à trouver des traces d'anciens glaciers. Nous possédons quelques données sur la vallée de la Bléone qui n'atteint celle de la Durance qu'au-dessous de Sisteron. Rozet indique¹ des formations glaciaires entre Digne et le Brusquet. M. Haug ne mentionne autour de Digne que des blocs erratiques douteux et déclare que

¹ *Mémoire géologique sur les Alpes françaises.* Bull. Soc. géolog. (2), XII, 1855, p. 216 (246).

dans les ramifications supérieures de la Bléone et du Bès il n'a trouvé aucun cailloutis d'origine étrangère. La feuille Digne de la Carte géologique détaillée ne porte pas de moraines en amont de Digne, mais elle en indique en aval de cette ville, le long du chemin qui mène par Champtercier à Thoard, dans la vallée de l'Esduye; mais c'est en vain que j'ai cherché des moraines en amont de Pancrace et à l'Ouest de Champtercier; je n'ai trouvé que des portions glissées de dépôts miocènes, mais aucun indice que le glacier de la Bléone se soit étendu en aval de Digne. Malheureusement il ne m'a pas été possible de faire des recherches en amont de Digne, aux points indiqués par Rozet. L'existence, à côté de la vallée de la Bléone, d'une vallée abandonnée, que suit la route de la Javie, rend vraisemblables de récents déplacements de la ligne de partage, comme il s'en est produit souvent dans les régions morainiques. Ajoutons que la feuille Digne indique autour de Marcoux, au bas des pentes, des formations quaternaires qui, dans la Notice explicative, sont rapportées à la Haute terrasse. Nous pourrions donc placer dans cette région le front du glacier de la Bléone, au moment de sa plus grande extension, à 700 mètres d'altitude. C'est bien en amont, sur le seuil entre la Javie et le Brusquet, que le relief un peu confus, figuré sur la carte de France, nous engagerait à chercher les moraines terminales récentes du glacier de la Bléone.

D'après la « Notice explicative » dont j'ai parlé, la branche du glacier de la Durance qui avait pénétré dans le bassin de Seyne a atteint, par-dessus le seuil de Couloubroux (1318 m.), la région du Bès, affluent de la Bléone, sans d'ailleurs s'y étendre plus loin. On n'a indiqué sur la carte qu'un petit reste de Haute terrasse à Tanaron. Un Deckenschotter, tout à fait analogue à celui de la vallée de la Durance, s'étend dans la vallée de la Bléone, remontant jusqu'à Digne. Il forme la terrasse des Rouquets, en aval de la ville, sur le versant droit. Ses poudingues à couches horizontales, puissants d'environ 60 mètres, s'élèvent à 160 mètres au-dessus du fond actuel de la vallée et reposent en

discordance sur le poudingue miocène. Ils semblent le produit du remblaiement d'une vallée parallèle à la vallée actuelle. Par endroits ils sont assez profondément altérés à leur partie supérieure et recouverts d'un Lehm rouge. Leur surface et leur base sont à une plus grande altitude que celles du Deckenschotter de la vallée de la Durance, qui se trouve à la même distance de l'embouchure de la Bléone; il en résulte que celle-ci avait, à l'époque du Deckenschotter, une pente (8‰) plus forte que la Durance; c'est presque la même différence de pente qu'on retrouve aujourd'hui entre les deux vallées.

On ne connaît pas jusqu'à présent de traces de glaciation dans la vallée de l'Asse dont le pourtour montagneux ne dépasse pas, d'ailleurs, 2.000 mètres. Je n'ai pas visité ses parties supérieures; il n'y a en aval de Barrême absolument aucune terrasse alluviale qui indiquerait le voisinage du front d'un glacier.

Vallée du Verdon.

Notablement en aval de la Bléone, la Durance reçoit le Verdon. Dans la vallée du Verdon on ne connaissait aussi, jusqu'à présent, que de rares trous glaciaires. Rozet a signalé brièvement leur existence dans la partie supérieure de la vallée. Sur la feuille Digne de la Carte géologique détaillée. M. Kilian n'indique des moraines qu'aux environs d'Allos, tandis que dans la Notice explicative de cette carte et dans une communication plus récente ce même auteur en mentionne aussi à Colmars¹. Elles sont, en effet, limitées à la partie supérieure de la vallée. Dans le vaste bassin de Saint-André de Méouilles nous n'en avons pas rencontré de traces. Mais dans la gorge qui s'ouvre en amont de ce bassin, des restes sporadiques de terrasses annoncent le voisinage du front d'un ancien glacier. Leurs graviers grossiers ont une puissance de 30-40 mètres; ils ne sont jamais recouverts de moraines, mais toujours d'éboulis anguleux. Ce

¹ *Comptes rendus des Collaborateurs*, 1896, p. 136.

n'est que dans le bassin de Thorame, qui offre un passage facile entre la vallée du Verdon et la vallée latérale de l'Issole, que j'ai trouvé des formations glaciaires. Une *moraine de fond* typique repose sur les marnes de l'Aptien, à 1 kilomètre au Sud de Thorame Haute, à environ 1100 mètres d'altitude (A de la carte géologique); des restes de moraines se trouvent, en outre, au Sud et à l'Ouest du village (*a'* de la carte géologique); ils n'ont pas la forme en *vallum* caractéristique des moraines récentes; mais il leur manque aussi la couche d'altération des moraines anciennes typiques. Nous les rapportons, dans notre carte (fig. 2 ci-jointe) (p. 721 de l'édition allemande), aux moraines externes parce que la terrasse de la vallée du Verdon y est emboîtée en contre-bas. Cette terrasse a le caractère d'une Basse terrasse et peut être suivie, en amont, jusqu'au bassin de Beauvezer. A l'extrémité inférieure de ce bassin les moraines descendent jusqu'au fond de la vallée; elles s'élèvent, avec la forme d'un grand *vallum*, sur le versant droit et sont visibles aussi sur le versant gauche de la vallée, par exemple près du Villard-Reyssier; sur la Carte géologique elles sont partout désignées comme « éboulis des pentes » (A). Elles caractérisent dans l'élargissement de la vallée, à Beauvezer (à environ 1150 m.), une grande cuvette terminale qui leur doit sa fertilité. Partout où elles s'étendent les pentes se montrent verdoyantes et non pas stériles comme c'est le cas plus en aval où règnent les éboulis des pentes.

Une ride transversale ou côte « Rippe » limite, en amont, le bassin de Beauvezer et détermine l'emplacement de la vieille forteresse de Colmars. La bosse arrondie qui porte le fort de Savoie montre des polis glaciaires dirigés vers la vallée. La vallée prend alors une forme « en auge » et accuse un surcreusement typique. Sur les parois de l'auge on voit des moraines riveraines encore bien nettes, notamment sur la pente qui domine le hameau de Haut Clignon, où leur altitude est d'environ 1700 mètres.

Vallée du Var.

Nous ne possédons que peu de travaux et des données très contradictoires sur l'ancienne glaciation de la région du Var. Tandis qu'en 1873, A. de Chambrun de Rosemont ne notait des traces d'anciens glaciers que dans les très hautes ramifications des vallées¹, Desor en a mentionné au voisinage de Nice². M. Léon Bertrand ne marque que peu de gisements morainiques sur la feuille Saint-Martin-Vésubie de la Carte géologique détaillée; ils sont tous situés dans les hautes vallées, et M. Léon Bertrand déclare expressément qu'ils sont peu étendus³. Les indications antérieures de Desor ont paru récemment recevoir une certaine confirmation lorsque M. Conrad Keilhack, un glacialiste remarquable comme Desor, a annoncé qu'il avait découvert des moraines sur la Riviera de San Remo⁴. Il nous a fallu, par suite, pousser nos recherches très au Sud. Elles ont eu pour résultat qu'il n'existe nulle part de traces d'anciens glaciers au voisinage de la côte. Les formations que Keilhack et Desor ont décrites comme glaciaires appartiennent au Pliocène marin.

Le gisement que Desor avait en vue est à vol d'oiseau à 20 kilomètres au Nord de Nice, 1 kil. 5 à l'Ouest du village de Levens, sur la route qui mène dans la vallée du Var. Déjà de Chambrun de Rosemont (p. 45) notait ici un dépôt de gros blocs qui, disait-il, ne rappellent en rien le glaciaire. Desor mentionne des blocs avec des rayures et de fines stries sur le calcaire. J'ai trouvé, en 1902, à l'endroit précis indiqué par Desor, les cailloutis grossiers à galets impressionnés du delta pliocène du Var, je n'ai vu ni rayures glaciaires ni stries. Sur la feuille Nice de la Carte géologique détaillée parue depuis lors, M. Léon Bertrand a marqué aussi au même endroit les poudingues pliocènes (*p*¹) du Var. Desor s'appuie encore sur la présence de quelques gros blocs de calcaire jurassique dans cette contrée; mais l'existence du Jurassique en place dans la région enlève à ces blocs toute signification.

¹ Etudes géologiques sur le Var et le Rhône. Nice (et Paris), 1873.

² *Les Anciens Glaciers des Alpes Maritimes*. Bull. Soc. Sc. nat. de Neuchâtel, XI, 1876 79, p. 519.

³ *Etude géologique du Nord des Alpes-Maritimes*. Bull. Serv. carte géolog., IX, n° 56, 1898, p. 114.

⁴ *Die Vergletscherung der Alpen*. Prometheus, VI, 1895, p. 441 (444).

Les moraines de M. Keilhack, au dessus de San Remo, au milieu des bois d'oliviers, font partie des formations grossières à faciès littoral appartenant au Pliocène de la région, qui a plus d'extension que M. Issel ne lui en donne sur sa carte géologique de la Ligurie (*Liguria geologica e preistorica*; Genova, 1892). M. Keilhack lui-même mentionne que sur les blocs morainiques se trouvent fixés des organismes marins qui habitaient la mer qui recouvrait, lors du Pliocène, une grande partie de la presqu'île de l'Apennin. En fait, on voit près de l'église Alla Madonna della Costa, au milieu du Pliocène, des blocs de Flysch tapissés de coquilles. Rien ne prouve qu'il s'agisse là de blocs morainiques. Quelques cent mètres plus au Nord affleure déjà le Flysch; les blocs peuvent en avoir été détachés par l'érosion.

On doit remonter bien plus haut dans la vallée du Var pour rencontrer les premières traces glaciaires. On n'en voit pas la moindre dans la vallée longitudinale de Puget-Théniers ni dans la gorge de Daluis. C'est seulement à Guillaume, dans l'angle compris entre le Var et la Tuébi, que l'on rencontre, au-dessus d'un dépôt de débris anguleux de dolomies, des cailloux striés dans des alluvions grossières du Var. Nous avons affaire, sans doute, à une moraine extérieure qui s'élève, ici, 150 mètres au-dessus de la vallée, à 900 mètres d'altitude. Un peu plus haut la route entaille, près de son tunnel, des alluvions du Var presque verticales dont la surface présente un aspect particulièrement poli; elles appartiennent peut-être à notre dépôt glaciaire qui, ici, est emboîté dans les cargneules du Trias. A Villeneuve d'Entraunes se montre une basse terrasse et à Saint-Martin d'Entraunes (1058 m.) nous rencontrons un vallum typique de moraine terminale, qui coupe transversalement la vallée. C'est la moraine terminale récente du glacier du Var qui porte le village précité. Elle se trouve dans une vallée fortement surcreusée.

La langue terminale du glacier du Var, qui arrivait jusqu'ici, n'a plus été rejointe par les glaciers du flanc droit de la vallée, qui s'appuyaient à la Fréma (2749 m.). Ces derniers se terminaient, bien au-dessus de la vallée, sur un large épaulement entre d'énormes moraines riveraines. De la pointe de la Figalière (1650 m.), située au bord de l'auge, on aperçoit bien ces moraines et on reconnaît qu'elles descendent jusqu'à 1900 mètres d'altitude. Elles indiquent donc une ancienne limite des neiges d'environ 2000 mètres.

Nous avons pu distinguer ici trois bassins glaciaires isolés : deux de ces glaciers venaient des deux cirques situés à 1900 mètres sur la Fréma ; séparés par une moraine médiane haute de plus de 100 mètres, ils descendaient dans la vallée de Vallières, où ils se terminaient à environ 1500 mètres d'altitude. Un troisième glacier avait son bassin de réception sous les pentes abruptes, au Sud de l'Aiguille de Pelens (2685 m.), et atteignait la petite vallée de Le Monnard, qui rejoint par un gradin la vallée du Var ; nous y avons suivi des moraines jusqu'à 1250 mètres. Entre les énormes moraines riveraines de Vallières se développent plusieurs vallums transversaux qui témoignent d'un recul graduel jusque dans l'intérieur des cirques. Du col des Champs nous avons aperçu en plusieurs points du Haut Var d'autres vallums morainiques de grande dimension, qui ne sont pas indiqués sur la Carte géologique détaillée, par exemple autour d'Entraunes. Il est probable que souvent les dépôts notés sur la carte comme éboulis des pentes (A) sont en réalité constitués par des moraines.

Vallées de la Tinée et de la Vésubie.

Je n'ai malheureusement pu visiter la deuxième vallée qui alimente le Var, la Tinée. De Chambrun de Rosemont n'y a trouvé aucune trace glaciaire en aval de Saint-Etienne-de-Tinée ; d'après Mader il en existe toutefois près de cette localité. M. Léon Bertrand, sur la feuille Saint-Martin-Vésubie de la Carte géologique détaillée, n'indique ici que des alluvions anciennes, où s'intercale un dépôt de tufs calcaires. Il se peut que nous ayons affaire ici à un cône de transition, d'où on pourrait conclure à un glacier de la Tinée se terminant à une altitude d'environ 1200 mètres. M. Léon Bertrand décrit des traces glaciaires plus étendues dans la troisième vallée de tête du Var. Il signale leur extension, au voisinage de Saint-Martin-Vésubie, sur la feuille de même nom de la Carte géologique détaillée ; il y attribue aux moraines le puissant dépôt de la terrasse de Berthelmont, situé en aval, tandis qu'il rapporte aux alluvions pléistocènes celle des environs de La Bollène¹. D'après ces données

¹ Ces derniers dépôts sont, avec d'autres situés en aval, marqués comme dépôts glaciaires par Caméré sur sa Carte géologique des environs de Nice (*Bull. Soc. géol.* (3), V, 1877, planche XV). Le texte (*Id.*, p. 803) n'y fait pas allusion.

nous plaçons le front du glacier de la Vésubie aux environs de Roquebillière (578 m.) et nous admettons qu'il n'a pas été rejoint par le glacier de Gordalasse, encadré par le Mont Clapier (3046 m.), et la Cima dei Gelàs (3135 m.). Vraisemblablement, le glacier de la Vésubie est passé de Saint-Martin (950 m.), par-dessus le col de Saint-Martin situé à l'Ouest, dans la vallée de Bramafama qu'il a suivie jusqu'à La Bollène (1042 m.); car M. Léon Bertrand mentionne à La Bollène de gros blocs de roches cristallines dans un limon d'origine vraisemblablement glaciaire. Les « pyramides de fée » qu'on y rencontre confirment l'interprétation de ce dépôt comme moraine sur la carte géologique détaillée.

Vallée de la Roya.

Si nous regardons à l'Est, au delà des limites de la Provence, nous trouvons, dans la Ligurie voisine, des traces glaciaires étendues, qui ont été notamment signalées par M. Viglino¹ dans le bassin de la rivière Roya venue du col de Tende. Elles sont surtout frappantes dans la vallée de la Miniera, descendue du massif du Mont Clapier (3046 m.), mais les dépôts glaciaires ne manquent pas dans la vallée du Rio Freddo, en amont de Ponte Ricco (900 m.) et au voisinage du col de Tende, où un petit carton de MM. Baldacci et Franchi figure des moraines très développées dans la vallée de la Caramagna². Elles descendent jusqu'à 1200 mètres et appartiennent évidemment à un glacier venu de la Rocca del Abbisso (2775 m.). La grande moraine terminale de San Dalmazzo (695 m.) provient-elle d'un grand glacier continu de la Roya ou est-elle l'œuvre du glacier de la Miniera qui aurait remblayé localement la vallée de la Roya? Nous n'osons

¹ *Introduzione allo studio sui ghiacciai delle Alpi marittime*. Boll. Club alpino ital., 1898, p. 105.

² *Studio geologico della galleria del Colle di Tenda*. Boll. comitato geol. d'Italia, XXXI, 1900, p. 33.

le décider d'après les indications que nous possédons. Cette moraine ne serait pas, d'après M. Viglino, la plus extérieure; un vallum plus externe aurait probablement existé, d'après cet auteur, à la frontière italienne, au-dessous de Berghe, à environ 500 mètres d'altitude. Quoi qu'il en soit, on peut conclure des quelques données précises dont nous disposons que la limite des neiges descendait certainement fort bas à l'Est des Alpes. Nous pouvons, d'après les traces glaciaires trouvées près du col de Tende, la placer à une altitude qui n'est pas supérieure à 1800 mètres.

Terrasses alluviales de la vallée du Var.

Dans les Alpes Provençales du Sud je n'ai trouvé de dépôts de graviers plus étendus que dans la vallée longitudinale du Var, à Puget-Théniers. Entre Puget-Théniers et Entrevaux on distingue *quatre* terrasses différentes.

Une « Basse terrasse » (*a*) porte la vieille forteresse d'Entrevaux; elle s'élève à environ 20 mètres au-dessus du Var, le long duquel on la retrouve encore bien en amont sous une épaisse couverture d'éboulis. Elle est surmontée, à Entrevaux, par une terrasse de poudingues reposant sur un haut socle rocheux. puissante de 20 mètres, atteignant à sa surface une altitude d'environ 560 mètres (*c*). Une terrasse tout à fait analogue (*c*) se trouve aussi sur le versant droit de la vallée du Var, un peu en amont de Puget Théniers, entre 500 et 530 mètres d'altitude. Les alluvions du Var s'y intriquent avec les éboulis de la pente voisine; son socle est à 100 mètres au-dessus de la rivière. D'après la nature de ses matériaux, qui rappellent le Deckenschotter, elle correspond à la terrasse supérieure d'Entrevaux, qui aurait donc une pente de 6‰. Entre les deux gisements, une terrasse rocheuse, près de Glandère (527 m.), s'élève à près de 650 mètres; j'ai trouvé à sa surface quelques cailloux calcaires roulés (*d*); plus en aval, j'ai vu, à droite de Puget Théniers, deux terrasses superposées: la plus haute paraît correspondre à la terrasse supérieure d'Entrevaux (*c*), la plus basse est plus élevée que la basse terrasse d'Entrevaux et représente donc une formation intermédiaire (*b*).

Plus en aval, M. Léon Bertrand indique, sur la feuille Nice de la Carte géologique détaillée, des alluvions à droite du fleuve, à Breil, et à gauche, à Villars. Nous pouvons ici, comme il le remarque dans la Notice explicative, distinguer l'un à côté de l'autre *trois niveaux* si nettement tranchés qu'on peut en faire la distinction du chemin de fer. Malheureusement nous n'avons pas de renseignements sur leurs rapports de niveau. Si nous pouvons nous fier aux courbes de la carte de France au 200.000^e, les alluvions de Breil atteignent une altitude

dépassant 720 mètres, celles de Villars s'élèvent à plus de 480 mètres. Si ces dernières correspondent aux plus élevées de Puget-Théniers (c), la pente de celles-ci est à leur surface de 3‰, tandis que celles de Breil sont à une altitude plus élevée, plus hautes même que les restes d'alluvions de Glaudère (d). On pourrait donc conclure qu'il s'est effectué un changement dans les rapports de niveau, et cela d'autant mieux que la vallée du Var, en aval de Puget-Théniers, porte un caractère marqué de jeunesse et montre une pente extraordinairement raide de presque 9‰ (mesurée suivant la direction du thalweg).

Delta pliocène du Var.

En quittant sa gorge, près de Levens, le Var entre dans la région de son grand delta, qui appartient sans aucun doute au Pliocène ancien (Plaisancien). Les traces les plus septentrionales de ce dépôt important sont les formations que Desor a décrites comme des moraines. Elles s'élèvent à une altitude de 480 mètres; si l'inclinaison des couches n'est pas encore bien marquée, elle devient très frappante plus bas, au Sud de Roquette, et se maintient jusque près de Nice. En outre, à partir de Roquette, la surface du delta, assez plane, mais cependant fortement sillonnée par des cours d'eau, s'abaisse jusqu'à 180 mètres environ d'altitude dans la région de Nice. Si nous avons affaire ici à la surface originelle du delta, il faut admettre que celui-ci a subi, depuis son dépôt, un mouvement d'inclinaison et que la valeur de l'exhaussement est de 300 mètres plus forte vers les Alpes que sur la côte; la pente correspondante est de 20‰.

Quoique de Chambrun de Rosemont (planche IV, fig. 1) ait donné, dès 1873, une coupe très nette à travers un delta et y ait marqué la limite entre le cône superficiel subaérien et les dépôts profonds subaquatiques, on n'a pas encore cherché dans la région du Var à établir, au moyen de cette « tranche supérieure » du delta, le niveau de la mer pliocène dans ses diverses parties; nous ne savons donc pas si la surface des alluvions deltaïques est originelle ou résulte de l'érosion. MM. Depéret et Caziot ont tout récemment conclu, d'études stratigraphiques, à un mouvement postérieur du delta (*Note sur les gisements pliocènes et quaternaires marins des environs de Nice*. Bull. Soc. géolog. (4), III, 1903, p. 321, surtout p. 340); ils se basent sur les altitudes différentes occupées par les argiles marines intercalées dans les alluvions; ces argiles permettent d'attribuer à la mer pliocène une altitude de 180 mètres à Nice, et elles s'élèvent à Aspremont à 430 mètres. Si nous ajoutons qu'à Aspremont

les alluvions pliocènes, à en juger par la Carte géologique détaillée, montent plus haut que partout ailleurs, nous pouvons supposer qu'elles ont subi sur leur bordure orientale un mouvement d'élévation particulièrement intense.

Thalweg pliocène.

Le grand delta pliocène du Var forme le niveau de base d'un ancien thalweg plus élevé, qu'on peut suivre, en amont, le long du Var et dans lequel le fleuve a entamé un cañon grandiose. Nous reconnaissons ce thalweg pliocène dans la haute vallée située entre le Var et la Tinée, qui porte le fort Picciavet (775 m.). Elle domine ici de beaucoup les terrasses pléistocènes de la vallée longitudinale, qui s'élèvent bien moins au-dessus du fleuve. Ainsi se révèle son âge plus ancien, que la nature de ses matériaux rend également évidente : les alluvions deltaïques ne forment pas un poudingue vacuolaire (*loecherige Nagelfluh*) comme les graviers des terrasses dont elles se distinguent en outre par leurs cailloux impressionnés.

Terrasses marines des environs de Nice et leurs rapports avec le glaciaire.

Sur le bord le plus voisin de la mer du grand delta ancien du Var, appartenant au Plaisancien et à l'Astien, MM. Depéret et Caziot ont indiqué des dépôts marins récents. Les uns, qui se maintiennent entre 50 et 60 mètres, seront rapportés, à cause de leur altitude, au niveau récent du Pliocène marin d'Italie, au « Saharien » inférieur de Seguenza; ceux qui sont à 25 mètres d'altitude et renferment *Strombus mediterraneus* et *Conus Mercati* sont attribués au Quaternaire ancien; nos auteurs attribuent au Quaternaire récent des formations littorales du niveau de 4 ou 5 mètres, avec une faune qui ne diffère pas de la faune actuelle. Les rapports entre ces formations littorales et les alluvions de la vallée longitudinale du Var ne peuvent être déterminés; or,

jusqu'à présent, on n'a pas trouvé de traces de terrasses en aval de la vallée longitudinale du Var. Elles manquent en tout cas dans les gorges, en aval de l'embouchure de la Tinée, et on n'en remarque pas non plus dans la région de l'ancien delta. Mais on ne peut davantage les suivre en amont de la vallée longitudinale jusqu'aux moraines; ici s'intercale la gorge pittoresque de Daluis, dans laquelle le Var coupe une voûte d'assises permien-nes, la « région anticlinale du Var supérieur » de M. Léon Bertrand. On ne trouve pas la moindre trace de terrasses dans cette gorge; il n'y a pas de place pour elles; on a tout à fait la même impression que dans la région de l'embouchure de la Tinée; le fleuve s'est enfoncé d'une manière ininterrompue dans une région qui était en train de se soulever. *Quoique les anciens glaciers de la vallée du Var soient arrivés à 80 kilomètres du littoral de la Méditerranée et que dans cette intervalle des terrasses soient visibles sur une distance de près de 25 kilomètres, on ne peut cependant pas reconnaître des rapports stratigraphiques ou morphologiques certains entre les anciennes extensions glaciaires et les lignes de rivage du Tertiaire récent et du Quaternaire.*

On ne peut, à cet égard, que faire des hypothèses. C'est ainsi que la faible distance (40 kil.) qui sépare les terrasses de Villars de la mer suggère l'idée de voir un rapport entre l'élévation de leur socle et un des cordons élevés signalés sur le littoral. Cependant les terrasses dépendent étroitement de la structure tectonique et apparaissent dans ce synclinal alors qu'elles manquent dans des régions anticlinales voisines, la hauteur de leur socle peut être rattachée à des phénomènes tectoniques, d'autant plus que, d'après ce qui précède, les rapports de pente des alluvions sont peut être anormaux. On ne peut, en aucun cas, attribuer l'accumulation des hauts niveaux de graviers d'Entrevaux et Puget-Théniers (c) à une élévation du niveau de la mer qui serait indiquée par les cordons littoraux élevés. Car si les dépôts de remblaiement peuvent parfois s'étendre dans les vallées sur plusieurs kilomètres en amont, ces dépôts offrent toujours une surface faiblement inclinée; or, la pente superficielle des alluvions de Puget-Théniers, aboutissant à la plage de 60 mètres, est de 8,5‰; cette pente est encore plus forte que la pente du Var actuel, qui, dans ses gorges, en pleine période d'érosion, est de 7,3‰; car les alluvions sont plus élevées au-dessus du fleuve que la ligne de rivage du Pliocène récent ne l'est au-dessus du niveau actuel de la mer. Nous croyons plutôt que les graviers de la vallée longitudinale du Var représentent des dépôts fluvio-glaciaires effectués en aval des gorges, dans les parties élargies de la vallée. On pourra peut-être, en les rapprochant d'autres gisements, les assimiler aux quatre séries que nous avons distinguées. Si les études de détail qui seront pour cela nécessaires per-

mettaient de constater la même régularité des pentes que nous avons rencontrée ailleurs, on aurait des points d'appui pour déterminer plus ou moins sûrement les niveaux correspondants de la mer. En attendant, nous devons nous contenter de la conclusion que nous avons tirée de l'inclinaison du delta pliocène du Var, à savoir que les Alpes Maritimes, elles aussi, ont subi à l'époque du Pliocène ancien un *soulèvement* par rapport aux régions environnantes. Nous montrons plus bas (p. 743 de l'édition allemande) comment des découvertes préhistoriques permettent de fixer de façon précise l'âge de l'une des terrasses marines.

Les glaciations des Alpes Provençales.

Une vue d'ensemble des formations glaciaires des Alpes méridionales de Provence nous révèle la même succession de phénomènes que nous avons appris à connaître dans les Alpes du Nord. Dans la vallée de la Durance on distingue nettement des Hautes et des Basses terrasses qui, parfois, se relie à des moraines. A un niveau plus élevé se rencontrent des graviers qui, — bien qu'ils ne s'étendent pas en nappe sur le pays, mais forment des terrasses à l'intérieur de la vallée, — rappellent le « *Deckenschotter* » subalpin. Nous rapportons à un horizon unique les lambeaux assez espacés de ces graviers, qui se poursuivent également dans la vallée de la Bléone; mais beaucoup d'indices témoignent en faveur de l'existence de *deux niveaux* de ces graviers. Le développement de la pente, l'accroissement de puissance, la composition de ces graviers des hauts niveaux dans la vallée du Buech mettent en évidence leur origine fluvio-glaciaire. Ainsi, outre les alluvions de l'époque de Riss et de Würm, nous en rencontrons d'autres plus anciennes, probablement de l'époque mindelienne, peut-être aussi de celle de Günz. — Le développement des terrasses de la vallée du Var conduit à des conclusions analogues. — Comme au Nord des Alpes, les moraines anciennes et récentes se distinguent bien les unes des autres dans les régions de la Durance et du Var, par des différences morphologiques et, par endroits, par leur degré d'altération. Mais la couverture de Læss qui, ailleurs, nous avait permis de reconnaître si facilement les moraines anciennes, fait ici défaut.

comme dans la vallée de l'Isère; nous n'avons pour la représenter qu'un Lehm rougeâtre, très faiblement développé. Dans la vallée de la Durance, enfin, nous avons pu distinguer *trois stades* de l'époque post-würmienne, comme nous l'avions fait pour la région de l'Inn, et une importante découverte de M. Kilian nous a permis de reconnaître qu'une période *interglaciaire* plus tempérée s'est intercalée entre le stade de Gschnitz et celui de Daun.

La limite des neiges à l'époque glaciaire.

Les caractères particuliers qu'ont offerts, dans leur développement, les anciens glaciers des Alpes Provençales ne tiennent pas à leur nature, mais à leurs proportions. Le glacier de la Durance, avec une longueur de 150 kilomètres (mesurée dans le thalweg), appartient sans doute encore aux plus grands des anciens glaciers des Alpes. Mais, bien qu'il soit descendu à une altitude assez basse, il se terminait à Sisteron, encore encaissé par de hautes montagnes. Ses voisins de l'Est, de la vallée du Verdon et du Var, étaient bien petits, et encore plus petit, d'après M. Léon Bertrand, celui de la Vésubie; cependant ce dernier descendait plus bas que les autres; il en est de même du glacier de la Roya. Autour de tous ces glaciers s'étendent des sommets qui dépassent 3000 mètres ou ne sont pas loin de cette altitude. Voici un tableau des dimensions de ces petits glaciers :

Glacier du Verdon.

Longueur.....	30 ^k jusqu'à Thorame-Haute.	25 ^k jusqu'à Guillaumes.	19 ^k jusqu'en amont de Roquebillère.
Extrémité ¹	1100 ^m à Thorame-Haute.	900 ^m à Guillaumes.	800 ^m à Berthémont.
Altitude moyenne du pourtour.....	2600 ^m en amont de Colmars.	2700 ^m en amont d'Entraunes.	2600 ^m en amont de Saint-Martin.
Altitude moyenne de la vallée.....	1940 ^m en amont de Thorame-Haute.	1900 ^m en amont de Guillaumes.	1800 ^m en amont de Berthémont.

¹ Altitude des moraines, hors de la coupure du torrent.

D'après ces données, il faut placer très haut la limite des neiges à l'époque glaciaire dans les vallées du Verdon et du Var. Nous ne pouvons pas la placer plus bas que 1900 mètres pour la très grande extension glaciaire qui a atteint à Thorame-Haute et à Guillaumes, c'est-à-dire un peu plus que la moyenne des altitudes de l'extrémité du glacier et du pourtour montagneux, en même temps que l'altitude moyenne de la vallée en amont de l'extrémité du glacier. Le résultat est d'accord avec celui que nous ont donné les petits glaciers qui sortaient de la Fréma et finissaient au-dessus de la vallée du Var. Ils nous avaient fait attribuer à la limite des neiges une altitude de 2000 mètres. En outre, il faut considérer que ces petits glaciers sont de l'époque de Würm, tandis que c'est de l'époque de Riss que date la plus grande extension des glaciers du Var et du Verdon, à laquelle se rapportent les mesures que nous avons données. Or, jusqu'à présent, nous avons toujours trouvé, dans les différentes régions alpines, pour l'époque de Riss, une limite des neiges inférieure de 100 mètres à ce qu'elle était à l'époque de Würm. Le peu que nous savons de l'ancienne glaciation de la vallée de la Vésubie nous fait conclure également à une limite un peu plus basse. Quoi qu'il fût court, le glacier descendait cependant notablement plus bas que ses voisins de l'Ouest, et un glacier qui s'étendait jusqu'à Roquebillière doit correspondre à une limite des neiges de 1700-1800 mètres, d'autant que son pourtour montagneux était moins élevé que celui de ses voisins de l'Ouest. Ce chiffre correspond à la limite des neiges dans la vallée de la Roya. Cette altitude plus faible de la limite des neiges dans l'Est des Alpes Maritimes ne laisse pas de surprendre à première vue, mais elle est d'accord avec les conditions actuelles. Tandis que dans le domaine du Verdon et du Var supérieur, le Mont Pelat (3032 m.) est libre de glaces, la Cima dei Gelas (3115 m.), dans le domaine de la Vésubie, porte de petits glaciers qui, sur son flanc nord, descendent, comme M. Mäder l'a montré (p. 138), jusqu'à 2500-2600 mètres en moyenne. Dans de telles conditions la limite des

neiges à l'exposition nord serait de 2800-2900 mètres et correspondrait à une limite normale de moins de 3000 mètres, tandis qu'au Mont Pelat, comme dans les Alpes Cottiennes, cette limite se tient au moins à 3100 mètres. *Il en résulte, pour les Alpes Maritimes, que l'abaissement de la limite des neiges à l'époque de Würm y a été, comme dans les Alpes du Nord, d'environ 1200 mètres.*

Le glacier de la Tinée n'est pas compris dans notre tableau ci-dessus parce que nous n'avons pas de renseignements précis sur sa terminaison. D'après les données que nous possédons, on peut lui attribuer pour sa longueur jusqu'en aval de Saint-Etienne 16 kilomètres, pour l'altitude de son extrémité en aval de Saint Etienne 1600 mètres, pour l'altitude moyenne de son pourtour montagneux en amont de Saint Etienne 2650 mètres, le tout en correspondance à une limite des neiges de 1900-2000 mètres à l'époque de Würm. L'absence de traces glaciaires dans la vallée de l'Asse concorde avec ces données.

Dans la région de la Durance, la limite des neiges était également assez élevée, comme il résulte de la grande altitude des moraines riveraines dans le Gapençais et du fait que le glacier a pu pénétrer dans le bassin de Seyne, quoique la montagne de la Blanche, qui fait partie du cadre montagneux de ce bassin, dépasse 2600 mètres. Afin de préciser la position de cette limite, nous pouvons nous appuyer sur l'indication de M. David Martin d'après lequel le glacier de la vallée de l'Anceille pouvait descendre, entre le glacier du Drac et celui de la Durance, jusqu'à l'ensellement du col Bayard, où il a laissé, à 1300 mètres d'altitude, une *cuvette terminale* au milieu de laquelle se trouve le petit village d'Anceille. Ayant dans son cadre montagneux un sommet de 2300 mètres, ce glacier, qui n'avait guère plus de 200 kilomètres de long, correspond pour son compte à une limite des neiges d'au moins 1800 mètres. Cette altitude est un peu supérieure à celle qui correspond aux anciens glaciers du Diois dont nous avons plus haut mentionné les traces (p. 699 de l'édition allemande). Ces valeurs s'accordent parfaitement avec les résultats des recherches détaillées de M. Paquier dans la

région orientale du Diois¹ et avec celles de M. Kilian sur la Montagne de Lure (1827 m.)², au Sud de Sisteron, qui n'ont nulle part révélé de traces glaciaires pas plus qu'on en a relevé au Ventoux (1912 m.) malgré les études géologiques détaillées de M. Léonhardt³. Cette dernière région, à l'égal du Var inférieur, est restée à l'abri des glaces, comme le déclarait De Sa-porta dès 1881⁴.

L'élévation de la limite des neiges, que nous avons reconnue dans la région du Rhône, continue vers le Sud; elle atteint, dans le département des Basses-Alpes, vers 44° de latitude Nord, une altitude moyenne de 2000 mètres; elle s'abaisse ensuite vers l'Est à mesure que les hautes montagnes se rapprochent de la côte, et redescend, dans les Alpes Maritimes, au-dessous de 1800 mètres.

Modelé glaciaire.

Quelque élevée que fût, dans les Alpes Provençales, la limite des neiges à l'époque glaciaire, et quelque réduits que fussent les glaciers, qui s'y développèrent surtout au Nord de 44° Nord, l'influence qu'ils ont eue sur le modelé des Alpes n'est pas moins importante qu'ailleurs. Déjà Charles Lory l'avait remarqué; car il déduit (p. 696) de la forme des crêtes du Ventoux et de Lure

¹ *Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales*. Travaux du laboratoire de géologie, Grenoble, V₂ et V₃, 1900-1901. *Etude sur la formation du relief dans le Diois et les Baronnies orientales*. La Géographie, VI, 1902, p. 197 289 375.

² *Description géologique de la Montagne de Lure*. Annales des Sc. géol., XIX et XX, Paris, 1888. Il y est expressément dit (XX, p. 100) que les formations glaciaires n'ont pas été l'objet d'une étude spéciale et qu'il se pourrait que plus tard des observateurs en indiquent l'existence; mais en exécutant plus tard les levés de la feuille Le Buis de la Carte géologique détaillée, M. Kilian n'a pu en rencontrer dans cette région.

³ *Etude géologique du Mont Ventoux*. Paris, 1883, p. 150 155; il n'est indiqué que des alluvions anciennes et récentes.

⁴ *Les temps quaternaires*. Revue des Deux Mondes. XLVII, 1881, p. 335 (indication de Falsan et Chantre, etc...).

que ces montagnes n'ont pas porté de glaciers. Il est frappant de constater combien l'aspect des sommets et des vallées change dès qu'on arrive dans la région des anciens glaciers. Sur les hauteurs se développent les formes en cirque, moins fréquentes, d'ailleurs, dans les calcaires et dans les schistes que dans la région cristalline qui est très riche, dans les Alpes Maritimes, en cirques (*Kare*), typique, en cirques en escaliers (*Kartreppen*) et en lacs qui en dépendent. Dans les vallées c'est le *surcreusement* qui s'est développé, et il donne au paysage un aspect si particulier que nous avons pu reconnaître, au seul aspect des formes du terrain, le point où, dans les vallées du Verdon et du Var, nous avons franchi la limite des anciens glaciers.

Quoique les « cuvettes terminales » soient assez peu développées, on reconnaît leur existence non seulement à un élargissement de la vallée, mais aussi à une pente plus faible. Ce changement de pente montre que là où le glacier a séjourné, la vallée a été érodée plus fortement qu'en aval, et en même temps les « gradins de confluence » des vallées latérales décèlent que cette érosion a consisté dans le surcreusement de la seule vallée principale. C'est surtout avec l'apparition des moraines qu'il se produit dans le paysage un changement frappant. Composées de débris de roches fragmentées par l'action mécanique et mélangées en un assemblage bariolé, elles sont beaucoup plus fertiles que les éboulis dont la composition est bien plus uniforme et qui sont bien plus perméables parce que plus meubles; dans les régions de moraines, les versants de la vallée deviennent en général plus verdoyants.

Soulèvement post-pliocène des Alpes.

Le changement de pente des vallées glaciaires, lié aux limites des anciens glaciers, ne peut être mis en rapport avec un affaissement des Alpes. Nous avons pu suivre, le long de la Durance, un ancien fond de vallée du Quaternaire ancien, qui s'étend très

à l'amont dans la région des anciens glaciers, toujours avec une pente plus forte que celle de la vallée. Dans la région du Var nous avons trouvé des indices démontrant que la bordure des Alpes a été affectée, après le Pliocène, d'un mouvement d'inclinaison dans le sens d'un soulèvement de la chaîne; la « jeu-esse » des vallées nous a donné la certitude que ce mouvement a fait sentir ses effets jusque dans les parties internes de la chaîne. La zone des soulèvements subalpins, que nous avons suivie depuis l'avant-pays allemand, en avant de la chaîne, se continue ici à l'intérieur des Alpes, et il nous apparaît ici que la montagne, bien loin de s'affaisser, a subi un soulèvement dans son ensemble.

Découvertes paléolithiques.

C'est dans les Alpes Provençales que se trouve le fameux gisement paléolithique de Baoussé-Roussé (le rocher rouge), à l'Est de Menton, en Italie. Le Rocher Rouge est un promontoire calcaire que coupe la route de la Corniche et que le chemin de fer traverse en tunnel. Le long de la côte s'ouvrent, à seulement 100 mètres au-dessus de la mer, neuf cavernes, qui ont été explo-ées déjà à plusieurs reprises. Tandis que M. E. Rivière n'y avait rencontré qu'un seul horizon paléolithique, rapporté par lui à la limite du Moustérien et du Solutréen¹, les nouvelles fouilles ont permis de reconnaître plusieurs niveaux différents. En 1899, M. Verneau² pouvait déjà montrer que dans la grande grotte, Barma grande, il existe au moins trois étages dans l'ordre suivant, de haut en bas : a) Néolithique; b) âge du renne; c) âge de l'éléphant. Les nouvelles fouilles, qu'a fait exécuter le prince de Monaco, ont confirmé la succession donnée par M. Verneau. D'ailleurs, on ne possède à ce sujet qu'un court compte rendu de

¹ *De l'antiquité de l'homme dans les Alpes Maritimes*. Paris, 1878-79, p. 314.

² *L'homme de la Barma grande*, 1899.

M. Boule¹. Cet auteur montre que, dans la grotte du Prince, les couches moyennes et supérieures enferment des éléments de la faune arcto-alpine : rhinocéros à toison, bouquetin, marmotte, renne; les couches inférieures recèlent, au contraire, une faune interglaciaire typique avec *Elephas antiquus*, *Rhinoceros Mercki* et *Hippopotamus*. *Nous avons donc ici une superposition régulière de la faune arcto-alpine à la faune interglaciaire.*

Les trouvailles archéologiques correspondent à cette succession. Dans les couches qui contiennent l'éléphant primitif interglaciaire se trouvent, d'après M. Verneau, des outils de silex du type de Moustier; dans la couche à rennes, avec les éléments de la faune arcto-alpine, des types magdaléniens. Ils s'associent avec des outils en os très primitifs; aussi croyons-nous qu'on a surtout ici du Solutréen. Les nombreux tombeaux paléolithiques découverts dans les grottes de Baoussé-Roussé paraissent appartenir exclusivement aux horizons à faune arcto-alpine; c'est sûrement le cas au moins pour la grotte des Enfants. La sépulture la plus inférieure, avec des restes du squelette d'une race australoïde², vient, d'après Boule, immédiatement au-dessus des couches à *Rhinoceros Mercki*, se rattache donc tout au plus au milieu de l'époque interglaciaire, entre Riss et Würm. Un peu plus haut commencent les sépultures d'une race de haute stature; M. Boule rapporte la plus élevée de ces tombes au Magdalénien.

Les couches à *Rhinoceros Mercki*, de la grotte du Prince, reposent sur des couches marines appartenant à une ancienne plage d'une altitude de 7 mètres. Des découvertes de *Strombus mediterraneus* qui, d'après Dautzenberg, est identique au *Strombus bubonius* Lamk actuel du Cap Vert, confirment qu'on a affaire à la même terrasse qui s'élève, à Nice, à 25 mètres d'altitude. S'il n'a pas été possible, en nous fondant sur des considé-

¹ *Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, 1904, p. 14.

² Cf. Verneau. *Les jouilles du prince de Monaco aux Baoussé-Roussé*. *L'Anthropologie*, XIII, 1902, p. 161.

rations stratigraphiques, d'assigner à cette ligne de rivage sa place dans notre stratigraphie glaciaire, les considérations paléontologique nous permettent maintenant de le faire. Ce cordon littoral est plus ancien que l'époque interglaciaire de Riss et Würm. Mais, pendant cette époque, alors que l'éléphant antique et le rhinocéros de Merck habitaient les grottes, et plus tard encore, lorsque vint la faune arcto-alpine, cette région devait être plus élevée qu'aujourd'hui au-dessus de la mer; car sans cela les grottes n'auraient pas été suffisamment accessibles. M. Boule indique comme rivage possible de cette époque un haut fond qui existe devant les roches de Baoussé-Roussé. Il mentionne ensuite des traces d'un autre cordon littoral plus élevé, à 28 mètres au-dessus de l'actuel, et qui est marqué par des traces de lithodomes. On voit que l'histoire des lignes de rivage est ici fort compliquée. Tout d'abord, nous avons affaire, pendant l'époque de Riss-Würm, à des soulèvements intermittents; beaucoup plus tard, il s'est produit un affaissement. Cet affaissement se retrouve aussi plus à l'Est, en Ligurie, d'après M. Issel¹. La couche néolithique de la grotte de Bergeggi, près de Savone, est à haute mer balayée par les vagues. Il y a donc eu ici un affaissement post-néolithique qui, depuis, a été du reste suivi par un nouveau soulèvement; on trouve dans la grotte des traces de lithodomes au-dessus du niveau des hautes mers actuelles.

La découverte par M. Boule d'éléments arcto-alpins dans la faune récente de Menton est d'autant plus importante que, par ailleurs, cette faune ne possède pas le caractère arcto-alpin. Elle est caractérisée par la prédominance du cerf et porte, dans l'ensemble, la marque d'une faune forestière. On trouve une faune identique dans les grottes de Ligurie, qui ont livré des instruments de l'époque paléolithique récente, désignée par Issel sous le nom de miolithique. Par exemple dans la grotte de Pietra Ligure nous trouvons le cerf et le chevreuil à côté de la mar-

¹ *Le oscillazioni lente del suolo*, Genua, 1883. *Atti della R. Università di Genova*, V, p. 181. *Liguria geologica e preistorica*, Genua, 1892, I, p. 81.

motte et de la martre, il n'y a pas de renne. Dans la grotte de Verezzo il n'y a rien du type arcto-alpin. Cela ne saurait nous surprendre. La limite des neiges à l'époque glaciaire était à 1800 mètres d'altitude, c'est-à-dire qu'elle était aussi élevée au-dessus des habitations préhistoriques qu'elle l'est aujourd'hui sur la bordure Nord des Alpes, au-dessus du fond des grandes vallées alpines. Dans ces conditions nous ne pouvons nous attendre qu'à une faune forestière à laquelle s'associent accidentellement des restes des habitants des hauteurs voisines.

M Rivière (p. 26) a déjà déclaré que la faune de Baoussé Roussé supposait l'existence de grandes forêts. A la riche liste d'espèces animales qu'il a donné nous empruntons, pour établir des comparaisons avec les autres faunes quaternaires, les espèces suivantes de mammifères : celles de Solutré sont désignées par *, celles de Kesslerloch et du Schweizersbild de Schaffhouse par + : *Eri-naccus fossilis*; *Talpa europaea*; * *Ursus spelaeus*; *U. ferox*; *+ *U. arctos*; * *Meles taurus*; *+ *Canis lupus*; *+ *Canis vulpes*; *C. aureus*; *+ *Gulo spelaeus*; *Mustela foina*; *M. marta*; *M. boccamela*; *M. vulgaris*; *Putorius antiquus*; *Lutra antiqua*; * *Hyaena spelaea*; *H. fusca*; + *Felis spelaea*; *F. antiqua*; + *Felis catus*; *+ *Felis lynx*; *+ *Arctomys primigenia*; *Mus arvalis*; *M. muscardinus*; *Arvicola terrestris*; + *A. arvalis*; + *A. amphibius*; + *Castor spelaeus*; *Lepus caniculus*; * *L. timidus*; *Elcphus* sp.; + *Rhinoceros tichorhinus*; + *Equus caballus*; *E. asinus*?; *Sus scrofa*; *S. Poluci*; *+ *Cervus alax*; *+ *C. canadensis*; + *Cervus elaphus*; + *Cervus capreolus*; *C. corsicanus*; *C. dama*; + *Antilope rupicapra*; *Capra primigenia*, *+ *Bos primigenius*. On voit qu'il y a beaucoup d'espèces communes; mais le renne qui joue un si grand rôle à Solutré et Schaffhouse, est très maigrement représenté ici. M. Verneau en mentionne une mâchoire; et, d'autre part, diverses espèces, qu'on trouve à Menton, ne sont représentées au Schweizersbild qu'à l'époque forestière.

Nous ne rencontrons pas davantage notre première faune arcto-alpine typique dans les cavernes de Ligurie qui ont livré à M. Issel des restes du Paléolithique ancien, de son Eolithique; le mammoth manque complètement, comme à Menton, dans le Paléolithique récent; le renne fait également défaut. On trouve le cerf, le mouton, la chèvre, beaucoup d'animaux de proie; mais l'ours des cavernes et une espèce parente, plus récente et plus petite, *Ursus ligusticus* Issel, passent au premier plan. Sans les instruments paléolithiques on aurait du mal à paralléliser la faune des cavernes liguriennes avec notre première faune arcto-alpine. Elle s'est développée sous le même climat, il est vrai, mais beaucoup plus bas au-dessous de la limite des neiges.
