

Présentation des lieux

Les différentes glaciations qui se sont succédées dans les **Alpes** ont atteint des altitudes bien différentes dans les parties basses et moyennes des vallées. Le Mindel, objet de notre propos, s'est élevé plus haut que le Riss et le Würm. Les traces laissées par les glaciers du Mindel dans les vallées, si leurs formes ne sont pas très différentes de celles des glaciations postérieures, doivent, en conséquence, être recherchées à des altitudes supérieures.

La vallée de la **Haute-Durance**, en amont de **Savines (Hautes-Alpes)**, était parcourue par un glacier qui prenait naissance dans le **Massif des Écrins**. Dans sa descente vers le sud, ce glacier recevait l'appoint de nombreux appareils provenant de massifs dont les sommets culminaient entre 3000 et 4000 m d'altitude (en particulier **Les Écrins** en rive droite, le **Queyras** en rive gauche). C'était donc un glacier de vallée classique.

En aval de **Savines**, passé le **Pic de Morgon**, rien de tel. Rejoint à ce niveau par les glaces de l'**Ubaye** et, quelques kilomètres plus loin, par une partie de celles du **Drac** qui venaient de franchir le seuil **Bayard**, le glacier de la **Durance** débouchait en effet dans un vaste espace dégagé. Les sommets susceptibles d'empêcher l'expansion de cet important flot de glace se situaient uniquement au nord et à l'est. Le sud et l'ouest ne comportaient aucun massif dont l'altitude aurait pu gêner la progression des glaces.

Toutes les conditions étaient réunies pour que se forme, sur la vallée de la **Durance**, une vaste nappe de glace, que nous avons nommée « *calotte durancienne* ».

Le terme de *calotte* semble ne pas correspondre exactement à la réalité, puisque la nappe de glace était inclinée du nord vers le sud.

En réalité, cette nappe était bombée localement par l'arrivée des glaces du massif **Les Monges-Clot Gignoux-La Grande Gautière** qui émergeait du glacier dans le sud-est de la calotte. Calotte presque plate, certes, mais calotte quand même.

La calotte durancienne

La largeur de la calotte ainsi formée par la réunion des glaces de la **Durance**, de l'**Ubaye** et d'une partie de celle du **Drac** avoisinait, de **Laragne-Montéglin**, à l'ouest, à **Seyne**, à l'est, les 40 km. Sa longueur, du **col Bayard** jusqu'à la **Montagne de Lure** était proche de 50 kilomètres. Quelques sommets et massifs isolés émergeaient de la calotte, couverts eux-mêmes de glaciers locaux et dont les plus importants, formant parfois des calottes locales, sont énumérés ci-dessous.

La calotte durancienne

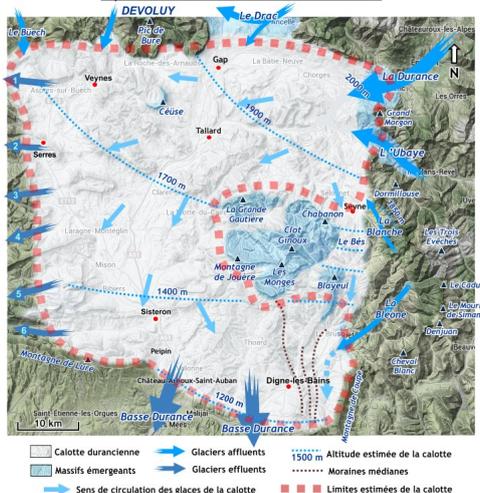
Écrit par Claude Beaudevin

Vendredi, 20 Décembre 2013 17:59 - Mis à jour Samedi, 08 Juin 2019 18:07

Les altitudes de la surface glaciaire indiquées sur la carte ci-dessous résultent des [sites témoins](#) que nous avons pu identifier sur les bordures de la calotte ainsi que sur les massifs émergeant à l'est.

Cette carte représente la surface couverte par les glaces de la calotte. Il va de soi que les reliefs qui l'entouraient possédaient des glaciers, même s'ils ne sont pas représentés comme tels ci-dessous.

Représentation de la calotte durancienne au Mindel



1= glacier de la Drôme

3 = glacier de l'Eygues

5 = glacier de la Méouge

2= glacier de l'Oule

4 = glaciers du Céans et de l'Ouvèze

6 = glacier du Jabron

Limites de la calotte

Sur sa bordure nord, la calotte était limitée par la retombée du massif du **Dévoluy** dans lequel le sommet le plus élevé, le **Pic de Bure** atteint 2709 m.

Sur sa bordure est, elle s'appuyait contre une chaîne continue de sommets, depuis les **Trois Évêchés - Tête de l'Estrop** (2819 m - 2961 m) jusqu'à celui du **Caduc** (2650 m), puis au **Mourre de Simance** (2511 m), au **Sommet de Denjuan** (2401 m), à la **Montagne du Cheval Blanc** (2307 m), pour finir à la **Montagne de Coupe** (1988 m à 1451 m), à l'est de **Digne-les-Bains (Alpes-de-Haute-Provence)**. Ce véritable mur empêchait les échanges entre la calotte durancienne et, à l'est, le glacier du **Verdon**, si ce n'est peut-être par de faibles débits de glace empruntant quelques cols très élevés.

Au sud, nous avons, pour l'instant, limité l'étendue de la calotte, un peu arbitrairement, à la **Montagne de Lure** (1826 m), après laquelle elle se transformait progressivement en un glacier de vallée, celui de [la Basse Durance](#).

Enfin, la bordure occidentale se situait légèrement à l'ouest du **Buëch**, là où la calotte se morcelait en une série de glaciers de vallée, [les glaciers du Diois](#), objet d'une page spéciale. L'altitude de cette bordure ouest décroissait de 1520 m à 1200 m du nord au sud.

Les affluents de la calotte

La calotte durancienne recevait, sur ses bordures nord et est, un certain nombre d'affluents :

Tout d'abord, sur la bordure nord, peu après que le glacier de **la Durance** se soit élargi en calotte, celle-ci recevait, nous l'avons dit, l'apport des glaces provenant du **Drac** supérieur. La [méthode des sites témoins](#) que nous utilisons ne permet pas de déterminer le sens des échanges entre **Drac** et calotte. Mais l'examen des courbes de niveau de la surface de la calotte nous semble montrer à l'évidence que c'était effectivement une partie des glaces du **Drac** supérieur qui diffluaient par-dessus le **seuil Bayard** en direction de la calotte.

Suivant maintenant cette bordure nord vers l'ouest, nous rencontrons successivement plusieurs glaciers du versant sud du **Dévoluy** qui alimentaient la calotte, en particulier celui descendant du [col du Festre](#).

Enfin, encore plus à l'ouest, le glacier du **Buëch**, émanation du glacier du **Drac** passant par le **col de la Croix Haute**, rejoignait également la calotte durancienne vers **Montrond (Hautes-Alpes)**.

Passons maintenant à la bordure est de la calotte, où celle-ci voyait arriver, à une altitude voisine de 1900 m, exactement sur **Serre-Ponçon**, le très important glacier de l'**Ubaye** dont les glaces venaient de contourner **Dormillouse** (2505 m).

Un peu au nord de **Digne-les-Bains**, c'était enfin le tour de l'important glacier de la **Bléone**, originaire du massif de **la Tête de l'Estrop - Trois Évêchés** (2961 m).

Dans notre tour de la calotte, nous voici parvenus à **Châteauredon (vallée de l'Asse)**, un peu au sud de **Digne-les-Bains**. La [méthode des sites témoins](#) nous apprend que les glaces de la calotte rejoignaient ici celles du **Verdon**. Celles-ci, quittant à **Saint-André-les-Alpes** la vallée du **Verdon** proprement dite, franchissaient le **col des Robines** vers **Barrême** où elles empruntaient la vallée de l'**Asse**. Il ne nous est pas possible toutefois de déterminer le sens de circulation des glaces au moment où elles rencontraient celle de la calotte. Circulaient-elles du **Verdon** vers la calotte ou de la calotte vers le **Verdon** ? Leur débit était toutefois peu important vu l'étroitesse de la vallée de l'**Asse**.

Les glaciers issus de la calotte

La surface de la calotte s'abaissait d'est en ouest, en même temps que du nord au sud. Alors qu'elle recevait des affluents sur ses bordures nord et est, elle émettait plusieurs exutoires sur ses bordures sud et ouest. C'est par celles-ci que nous allons continuer notre tour de la calotte.

Suivons tout d'abord la bordure sud. Le long de celle-ci, la calotte ne recevait donc plus aucun affluent digne de ce nom. Au contraire, c'était ses glaces qui descendaient vers le sud-ouest, empruntant la basse vallée de la **Durance**. Le front glaciaire, terminaison du glacier, devait probablement se situer au **Défilé de Mirabeau (Alpes de Haute-Provence)**. Nous commenterons cette probabilité dans une page spéciale consacrée à ce [glacier de la Basse Durance](#).

Terminons en remontant vers le nord le long de la bordure ouest. Nous y rencontrons une série de glaciers, effluents de la calotte (glacier de la **Drôme**, du **Céans**, de l'**Ouvèze**, de [la Méouge et du Jabron](#)), qui se dirigeaient tous vers l'ouest et dont certains sont étudiés en détail à la page sur [les glaciers du Diois](#).

Les massifs émergents de la calotte durancienne

À l'intérieur de la calotte durancienne ainsi définie, existaient, nous l'avons dit, des sommets qui en perçaient la surface, qu'ils pouvaient dépasser de plusieurs centaines de mètres. Ces sommets eux-mêmes abritaient des glaciers qui alimentaient la calotte, par exemple :

Au sud-ouest de **Gap**, la **Montagne de Céüse**, culminant au **Pic de Céüse** à 2016 m.

Le site **CDI3** (arête E **Corniche de Céüse**) domine un ravinement particulièrement remarquable, celui de **Manteyer (Hautes-Alpes)** qui prend naissance vers 1750 m d'altitude et descend à environ 1600 m. Sa largeur atteint 800 m.

Ce ravinement est le seul qui existe sur le versant extérieur de la **Montagne de Céüse**, long de 10 km, bien que la nature des terrains soit la même sur toute cette longueur. En l'absence de cours d'eau à la base du ravinement, il ne nous semble pas possible d'attribuer à l'érosion régressive la formation de celui-ci. Seule une arrivée d'eau importante provenant du glacier intérieur à la montagne et franchissant l'arête nord-est de la **corniche de Céüse** aux environs de 1750 m nous

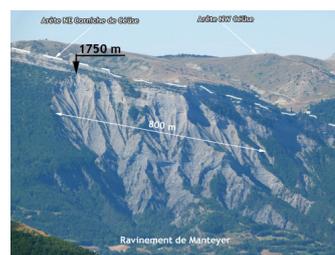


Image sensible au passage de la souris

[Vue aérienne](#) (coordonnées : 44°31'19" N, 5°57'25" E)

(Si **Google Earth** n'est pas installé sur votre poste, suivez la procédure indiquée [ici](#))

semble susceptible d'expliquer la formation et les caractéristiques du ravinement.

La chalanche de Manteyer à l'est de la Montagne de Céüse
Plus au sud, la **Montagne d'Aujourd** émergeait quelque peu. Les [sites témoins CDI3 et CDI4](#) nous fournissent une altitude de la calotte de l'ordre de 1700 m à cet endroit.

Un peu au sud de **Serres**, citons le **Rocher de Beaumont** (1544 m).

Plus au sud encore, des crêtes émergeaient, souvent allongées dans le sens de l'écoulement des glaces (ce qui est normal si l'on admet qu'elles ont été façonnées déjà lors du début du Mindel, voire de glaciations plus anciennes). C'est le cas par exemple de la **Montagne de Chabre**.

Les massifs émergents orientaux

Mais les massifs émergents les plus importants se situaient dans la partie est de la calotte. Ils divisaient le mouvement des glaces en deux courants :

le plus important de ceux-ci circulait à l'ouest des massifs émergents, puis descendait en direction du sud avant d'obliquer vers le sud-sud-est.

le second, moins important, les contournait par le nord et se terminait à **Seyne** en donnant naissance au glacier du **Bés**.

Les [sites témoins](#) que nous avons pu identifier sur les massifs émergents permettent d'avoir une idée assez précise du mouvement des glaces dans cette région.

La **Grande Gautière** était ainsi couverte d'une calotte locale. Celle-ci était isolée du massif des **Monges-Clot Ginoux** par le flot de glace appartenant à la calotte qui remontait la vallée du **Sasse**. Une autre branche de la calotte provenait également de **Turriers** en empruntant le col des **Sagnes** et la vallée **d'Astoin**. Ces deux courants de glace se rejoignaient sur **Bayons**. À proximité de ce village, à **Vergers**, en bas de la **Crête de la Colle**, la calotte durancienne cotait 1760 m. On remarquera que cette altitude est identique à celle qu'elle présentait sur l'arête nord-est de **Céüse**.

Le massif émergent le plus important se situait à l'est d'une ligne **Gap - Sisteron**. C'était un ensemble de sommets que nous appellerons **massif des Monges-Clot Ginoux** (2115 m - 2112 m). Parmi ces sommets, citons la **Crête de Gérüen** (1880 m), **Chabanon-Sélonnet - Tête Grosse** (2032 m). Une calotte locale couvrait le sommet de **Clot Ginoux**, la **Crête de Val Haut**, **Tête Grosse**, la **Perte**, le **Cuguret**, le **Chabanon**, **Clot de Bouc** et s'étendait peut-être aux **Monges**, au **Sommet de Chine**

et au **Sommet de Nible**.

La calotte durancienne proprement dite prenait fin vers **Seyne les Alpes**, où elle émettait vers le **col de Maure** un glacier qui descendait la vallée du **Bès**.

Le glacier du Bès

Celui-ci était également alimenté par les glaciers de versant dominant la rive gauche du **Bès**, jusque et y compris celui de la face Nord du **Blayeul**. Le nombre de ces glaciers de versant ainsi que la présence d'éboulis dans les parties basses des pentes ne permettent pas d'identifier avec certitude d'éventuels sites témoins sur cette rive gauche du **Bès**.

Sur sa rive droite, le **Bès** voisine avec plusieurs vallons ou ravins tels ceux du **Mardaric**, de **la Grave** ou encore le ravin de **Val Haut**. De nombreux échanges de glace devaient se produire entre ces vallons et les épaulements qu'ils ont créés ne peuvent donc pas être utilisés pour déterminer l'altitude du glacier du **Bès**.

A l'ouest du **col de Maure**, là où la calotte engendrait le glacier du **Bès**, les glaces enserraient le **Grand Puy** (1761 m), un sommet jardin, ainsi que le prouve les ravinements de son versant ouest qui montrent que la glace affleurerait sa crête sud jusqu'au sommet d'épaulement 1720 m.

Une épaulement (site **CDE2**) sur l'arête nord du **Sommet de Grisonnière** (2010 m), horizontale à +/-5 m près sur une longueur de 500 m, nous donne un glacier à 1750 m. L'orientation WSW/ENE de cette épaulement montre qu'elle était franchie par une diffluence NNW/SSE, en direction de la **Bléone**, des glaces de la calotte qui descendaient la vallée du **Bès**.

Parvenu à **Verdaches**, le **Bès** émettait, par les cols du **Mal Hiver** et du **Labouret**, une diffluence qui gagnait la vallée voisine de l'**Arigéol** puis celle de la **Bléone**, en donnant naissance au passage à plusieurs épaulements et à deux sites remarquables, l'éventail d'épaulements du **Labouret** et celui de **Boullard**. Ces divers sites témoins nous permettent d'estimer que sa surface se situait ici aux environs de 1350 m, ce qui permet d'évaluer son altitude au-dessus de **Verdaches** a une valeur peu différente.

Plus en aval, au-dessus des **Clues de Verdaches**, le glacier du **Bès** recevait sur sa rive gauche l'apport des glaces du versant nord de **Blayeul**. À la fin de son parcours, à la **Clue de Barles**, il rejoignait enfin, vers 1280 m, la partie de la calotte qui avait contourné les massifs émergents par l'ouest.

Quelques sites remarquables de la bordure est

La rupture de pente de la Montagne de Coupe

La **Montagne de Coupe** s'étend à l'est de **Digne-les-Bains**. Son versant ouest, contre lequel s'appuyait la bordure est de la calotte durancienne, nous montre un relief intéressant.

Ce versant présente en effet une rupture de pente presque horizontale qui s'allonge sur plus de 6 km et dont le niveau s'abaisse de 1250 m au nord à 1200 m au sud (voir les flèches bleues). Au-dessus de cette ligne de rupture de pente, le versant qui s'élève jusqu'à l'arête faîtière de la **Montagne de Coupe** présente une pente importante alors qu'en dessous de cette ligne, la pente s'adoucit très sensiblement

Or, ces valeurs d'altitude sont exactement celles fournies par les [sites CDE9 et CDE10](#). Pour éviter l'influence d'éventuels glaciers descendant de l'arête, nous avons sélectionné ces sites à une distance kilométrique à l'ouest du versant. Ils sont donc indépendants de la ligne de rupture de pente. On sait que l'altitude de la surface de glace, qui figure également dans le tableau, s'obtient en ajoutant 50 m à l'altitude des sites. On voit donc que la surface de la glace se situait 50 m au-dessus de la ligne de rupture de pente.

Ce résultat n'a rien d'étonnant si l'on admet, à notre suite, que ce sont les eaux glaciaires coulant sous la surface qui ont imprimé leur trace dans le versant. Le schéma est donc le même que celui que nous avons décrit à la page sur [la règle des falaises](#), mais qui s'applique ici à des roches moins compactes. On peut donc penser, sous réserve de vérifications ultérieures, qu'il peut s'appliquer dans certains cas où les terrains sont moins résistants à l'érosion, ce qui ne permet pas qu'ils donnent naissance à des falaises. De telles formes sont moins pérennes que celles-ci, du fait justement de leur moindre résistance à l'érosion.

La circulation des eaux glaciaires de la calotte

Une pareille surface de glace engendrait un énorme débit d'eaux glaciaires, auxquelles s'ajoutaient celles apportées par les glaciers affluents. Nous pensons que les eaux glaciaires s'écoulaient schématiquement de la manière suivante : les eaux glaciaires de surface, qui coulaient à 100/150 m sous celle-ci, suivaient la pente locale de la surface. De place en place, en utilisant les moulins de rive, elles gagnaient les profondeurs, où elles devenaient tributaires du relief du fond d'auge. En conséquence :

Sur la bordure nord de la calotte, le débit des eaux glaciaires de surface devait être relativement faible, car la pente de surface avait tendance à les écarter du versant et à les diriger vers le sud.

Sur la bordure ouest, les eaux glaciaires de surface, suivant la pente des glaciers du **Diois**, s'écoulaient vers l'ouest. Les eaux profondes, en fonction de la pente locale de chaque vallée, étaient, soit ramenées sous la calotte, soit coulaient également vers l'ouest.

Enfin sur la bordure est, la pente de surface étant dirigée vers l'est, les eaux de surface se rassemblaient contre le versant et leur débit devait donc être assez important. De place en place, des moulins de rive leur permettaient de gagner le fond où leur écoulement était tributaire de la pente locale de celui-ci. Là où cette pente était dirigée vers l'est, les eaux profondes, maintenues contre le versant, ont alors creusé des vallées parallèles à celui-ci. Il nous semble probable que ces vallées sont celles occupées actuellement par le **Bès** puis, plus au Sud, par la **Bléone**.



La calotte durancienne

Écrit par Claude Beaudevin

Vendredi, 20 Décembre 2013 17:59 - Mis à jour Samedi, 08 Juin 2019 18:07
