



LA GÉOLOGIE DE LA VALLÉE DU TRIENT

Danielle Decrouez



Hors-Série

DANIELLE DECROUEZ
MUSÉUM D'HISTOIRE NATURELLE DE GENÈVE

LA GÉOLOGIE DE LA VALLÉE DU TRIENT

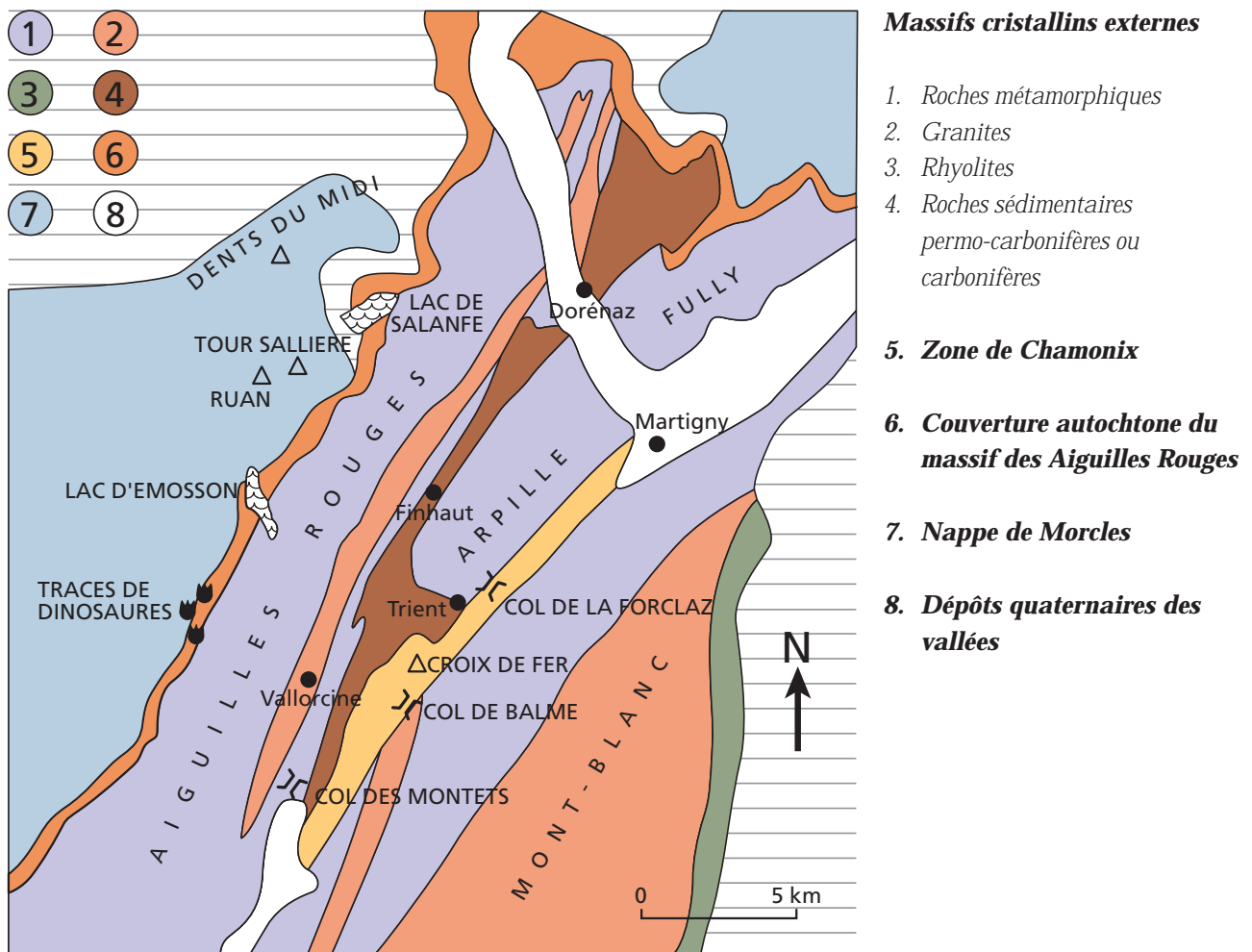
Edité par Vallis Triensis - Mars 2004

LA GÉOLOGIE DE LA VALLÉE DU TRIENT

La région de la Vallée du Trient offre un **site extraordinaire avec des empreintes de pas de reptiles** et 2 grandes unités géologiques bien différentes :

- **les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges (Aiguilles Rouges s.s. et Arpille-Fully)** avec de vieilles roches essentiellement métamorphiques et magmatiques de plus de 300 millions (ère paléozoïque).

- **les massifs du Haut-Giffre (Cheval Blanc, Grenairon, Finive, Ruan, Tour Sallière, etc.) et des Dents du Midi** qui comportent des roches sédimentaires relativement jeunes, leur âge variant entre 240 et 30 millions d'années environ (ère mésozoïque et cénozoïque).



1. - Carte géologique simplifiée de la vallée du Trient.

Les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges (Aiguilles Rouges s.s. et Arpille-Fully) : les vestiges d'une ancienne chaîne de montagnes cachés au sein des Alpes

Devenus aujourd'hui les plus hauts reliefs de la jeune chaîne alpine, ces deux massifs représentent, dans le domaine externe des Alpes, des portions d'une ancienne chaîne de montagnes qui fut édifiée au cours de l'ère primaire et ensuite transformée en pénéplaine à l'aube du Secondaire quand débuta l'histoire alpine. Ils présentent en outre la particularité d'être affectés par un grand nombre de cassures (failles). En effet, plus de 48 000 ont été recensées dans le seul massif des Aiguilles Rouges. Les principales d'entre elles correspondent aux gorges de la région et celles du Trient et de la Veudale en sont de beaux exemples.

Essentiellement constitués de roches métamorphiques (surtout des gneiss) et magmatiques (avant tout des granites), ces montagnes comportent aussi des roches sédimentaires qui datent comme les premières de l'ère paléozoïque.

Ces deux massifs sont séparés par une zone très compliquée, la zone de Martigny – Chamonix, qui comprend des terrains sédimentaires datés du Mésozoïque et des éléments du socle. Et les Aiguilles Rouges montrent sur leur bordure occidentale une couverture de roches sédimentaires d'âge mésozoïque qui comporte dans le fond du vallon du Vieux Emosson **une dalle avec des traces de reptiles**.

Avec les massifs de l'Aar, du Gothard et du Tavetsch, ces ensembles montagneux sont appelés par les géologues, des massifs cristallins externes.

1. Les roches métamorphiques

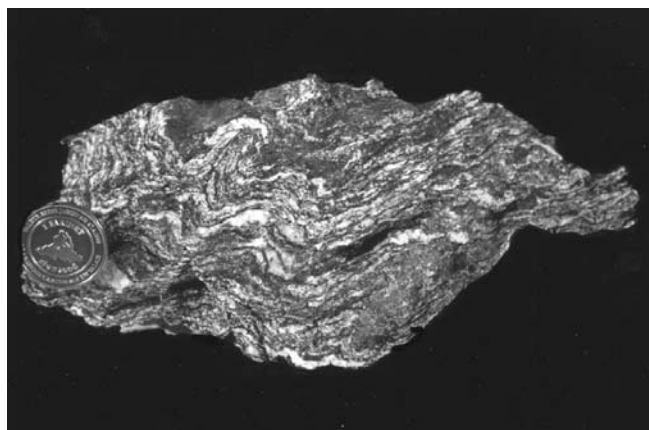
*Au fil des millions d'années, la majorité des roches changent de milieu. Ainsi lors de l'édification d'une chaîne de montagnes, des roches sont enfouies à des profondeurs de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres d'épaisseur. Les conditions environnementales de température et de pression étant nouvelles, elles se transforment sur le plan de leur texture et de leur minéralogie. Les équilibres chimiques originels disparaissent et il y a une nouvelle distribution des éléments. On obtient alors des **roches métamorphiques**, des roches à l'aspect massif ou feuilleté.*

Le métamorphisme concerne tous les types de roches :

- Les roches magmatiques (un basalte se transforme en amphibolite et un granite en orthogneiss ocellé).
- Les roches sédimentaires (un calcaire devient un marbre, une argile un micaschiste).
- Les roches déjà métamorphiques (un schiste argileux se métamorphose en paragneiss).

Le métamorphisme général concerne de vastes zones (chaîne de montagnes par exemple). Le métamorphisme de contact qui se produit près d'un corps magmatique a une extension plus limitée. Quand la température et la pression atteignent des valeurs de plus en plus fortes, les roches subissent une fusion partielle donnant des migmatites puis une fusion totale produisant du magma. Si ces deux paramètres restent peu élevés, on demeure dans le chapitre des roches sédimentaires.

Les roches métamorphiques, datées d'environ 540 à 400 millions d'années, ont subi leurs grandes transformations il y a environ 330 à 310 millions d'années, suite à une augmentation de la pression (enfouissement maximal de 15 à 30 km) et de la température (500 à 650 degrés) lors de l'édification de la chaîne de montagnes varisque (hercynienne). D'autres événements métamorphiques moins importants les ont affectées au Paléozoïque inférieur ainsi qu'au cours du Secondaire et du Tertiaire lors de la mise en place des Alpes.



2. - Gneiss ocellé - Massif des Aiguilles Rouges
Photo C. Ratton (Muséum Genève)

Les gneiss, les marbres, les quartzites, les amphibolites et les micaschistes sont les principales variétés de roches rencontrées. Certaines se présentent sous forme de migmatites, suite à une fusion partielle de la roche originelle.

Dans le massif des Aiguilles Rouges (Aiguilles Rouges s.s. et Arpille-Fully), ces roches dominent alors que dans celui du Mont-Blanc, elles ne forment que les pentes à l'ouest, au nord-ouest ainsi qu'au sud-ouest.

Le nom Aiguilles Rouges vient du fait que bon nombre de roches ont acquis une coloration rose ou rouille. Celle-ci est due à des dépôts de fer mal cristallisés résultant de l'altération de certains minéraux micacés ferreux (biotite).

2. Les roches magmatiques

Les roches magmatiques résultent de la solidification par recristallisation d'un magma (du grec : onguent, pâte). Elles sont massives et non stratifiées.

Le magma est de la roche du manteau ou de la croûte terrestre qui est passée d'un état solide à un état de fusion plus ou moins prononcé à de hautes températures (entre 600 et 1500°C) dans les profondeurs de la Terre. Celui-ci ayant une densité inférieure à celle du milieu mantellique dans lequel il se trouve, il n'a de cesse que de remonter vers la surface.

Les roches magmatiques sont subdivisées en deux groupes :

- **Les roches volcaniques ou effusives (basaltes, rhyolites).** Le magma sort en surface (édifices volcaniques) sous forme de lave. Il se refroidit rapidement et ne peut pas se cristalliser complètement. On obtient un verre amorphe avec parfois de très petits cristaux seulement visibles au microscope.

- **Les roches plutoniques (granites, gabbros).** Le magma est stoppé au cours de son ascension. De ce fait le refroidissement est lent et les cristaux ont le temps de se former. Ces cristaux bien visibles (de la taille du mm au cm) confèrent à la roche un aspect compact et grenu.

Le "granite du Mont-Blanc" (environ 303 millions d'années) constitue le corps principal du massif du même nom. Il se caractérise par la présence d'enclaves sombres. Certaines, en général anguleuses, sont des morceaux de roches encaissantes. Les autres, appelées "crapauds" (terme de carrier car il s'agit de défauts dans la roche), représentent des "gouttes" de magma basique qui ne s'est pas mélangé au magma acide du granite. Dans la partie centrale du pluton granitique, de grands cristaux rectangulaires de feldspaths potassiques, atteignant parfois plusieurs centimètres, confèrent à la roche un aspect porphyrique. C'est à ce type de granite qu'est réservée la dénomination "protogine", terme qui signifie en grec "engendré le premier" et qui a été proposé par le géologue genevois L. Jurine en 1806.

Le granite du Montenvers, plus vieux que celui du Mont-Blanc (environ 318 millions d'années), s'observe des Frêtes de Charmoz jusqu'aux Grandes Autannes en passant par le Montenvers. Il est très fracturé et de ce fait au 18^{ème} siècle, H.-B. de Saussure fit l'erreur d'interpréter les plans de cassure comme des plans de stratification verticaux.

Le granite de Vallorcine (entre 318 millions d'années et 305 millions d'années) constitue une bande de 1,5 km de largeur maximale et d'une vingtaine de kilomètres de longueur sur le versant oriental du massif des Aiguilles Rouges.



3. - Granite du Mont-Blanc - Massif du Mont-Blanc
Photo C. Ratton (Muséum Genève)

A l'extrémité sud-occidentale de cette montagne, signalons le granite de Pormenaz et celui des Montées-Pélissier qui représentent les plus vieilles intrusions granitiques de la région (environ 335 millions d'années).

Sur la bordure orientale du massif du Mont-Blanc, affleurent des rhyolites, des roches magmatiques volcaniques qui ont la même composition chimique que le granite.

3. Les roches sédimentaires

Les roches sédimentaires, des roches meubles ou compactes et le plus souvent stratifiées et fossilifères, se forment à la surface de la Terre sur le sol ou au fond de l'eau (mers, océans, lacs). Leur genèse résulte de trois origines principales :

- une origine détritique : destruction de roches préexistantes qu'elles soient sédimentaires, magmatiques ou métamorphiques (conglomérats, sables, grès, certaines argiles).

- une origine organique : accumulation d'organismes (charbon), construction de récifs coralliens ou algaires (certains calcaires).

- une origine chimique : précipitation d'éléments en solution (silex, sel gemme).

Si certaines roches peuvent avoir une origine unique, la plupart du temps elles ont une genèse complexe. Ainsi, un calcaire gréseux a une origine principalement organique (accumulation de tests d'unicellulaires, de coquilles de mollusques, de coraux) mais également chimique (précipitation du ciment carbonaté) et détritique (grains de quartz). Dans certains cas, il n'est pas toujours facile d'établir la part qui revient aux différents facteurs.

On distingue, d'après leur composition chimique, plusieurs groupes : les roches siliceuses, les roches carbonatées, les roches argileuses, les roches salines ou évaporitiques, les roches phosphatées, les roches ferrifères et les roches carbonées.

Ces roches ne sont bien connues que dans les Aiguilles Rouges. Elles affleurent sur le versant nord-oriental de ce massif dans une zone qui est appelée le "synclinal de Salvan-Dorenaz" et qui individualise les Aiguilles Rouges s.s. au nord-ouest et Arpille-Fully au sud-est.

Mentionnons également la présence de ces sédiments à l'extrémité méridionale du massif dans la région de Pormenaz-Coupoz.

Ces secteurs correspondent à d'anciens fossés d'effondrement comblés au cours du Paléozoïque supérieur par des dépôts sédimentaires continentaux lacustres, essentiellement détritiques. On y décèle des grès, des schistes, des ardoises (anciennes argilites), du charbon, des conglomérats...

Au pied méridional de l'Aiguillette des Posettes, au sud-ouest du col de Balme, les déblais d'anciennes ardoisières livrent des empreintes de végétaux fossiles, les plus vieux fossiles de la région et de la Suisse. L'espèce la plus fréquente est *Neuropteris ovata Hoffmann*, une ptéridospermaphyte qui présente le même type de feuille que les fougères. Il y a également des lycophytes, des arthrophytes, des filicophytes (*Pecopteris*) et des cordaitophytes.

Ces bassins intramontagneux, constitués de terrains sédimentaires plus ductiles que les roches magmatiques et métamorphiques du reste du massif, ont subi une forte déformation lors de l'orogénèse alpine.

Considérés jusqu'à ces dernières années comme étant d'âge permo-carbonifère, les paléobotanistes pensent de plus en plus sur la base d'arguments paléontologiques et sédimentologiques que les bassins de Salvan-Dorénaz et de Pormenaz-Coupeau ne contiennent que des roches carbonifères (Westphalien-Stéphanien, environ 300 millions d'années).



4. - *Neuropteris ovata* HOFFMANN
Plante fossile - Ardoisière des Posettes
(larg. de l'échantillon : 10 cm.)
Photo C. Ratton (Muséum Genève)

4. La zone de Martigny - Chamonix

Cette zone, extrêmement complexe, qui s'observe bien dans le massif de la Croix de Fer et dans la région de la Bâtiaz, comporte trois formations, les couvertures des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges séparées par une "zone de suture médiane". Leur étude est très difficile car elles sont affectées par une forte déformation : elles sont plissées, écaillées, laminées et légèrement métamorphisées.

- La couverture du massif du Mont-Blanc

D'une épaisseur d'environ 200 m, cette série comporte des terrains allant du Trias (240 millions d'années) au Crétacé inférieur (110 millions d'années, peut-être 100 millions d'années). Il s'agit de calcaires dolomitiques, de gypse et d'anhydrite, de cornieules, de calcaires en plaquettes, de schistes, de marnes, de calcaires gréseux et de brèches. Autrefois, le gypse fut exploité près du col de la Forclaz.

- La "zone de suture médiane"

Cette bande, d'une épaisseur maximale de 20 à 30 m mais parfois pratiquement inexistante, est formée d'un mélange de terrains divers : des fragments de socle gneissique, des veines de quartz et des roches sédimentaires (calcaires dolomitiques, cornieules, calcaires) d'âge triasique, jurassique moyen, crétacé inférieur ou indéterminé

Particulièrement fragile au jeu de l'érosion, cette zone présente notamment sur le versant oriental des Posettes un territoire à hauts risques naturels (glissements de terrain et éboulements).

- La couverture du massif des Aiguilles Rouges

Cette série d'une centaine de mètres qui débute au Jurassique moyen (160 millions d'années) et qui se termine au Jurassique supérieur (135 millions d'années) montre essentiellement des calcaires parfois schisteux et des dolomies. On décèle également des niveaux oolithiques ferrugineux qui furent exploités autrefois aux Tseppes au-dessus de Trient. En outre, il existe localement un peu de Trias (240 millions d'années) gréseux très réduit et déformé.

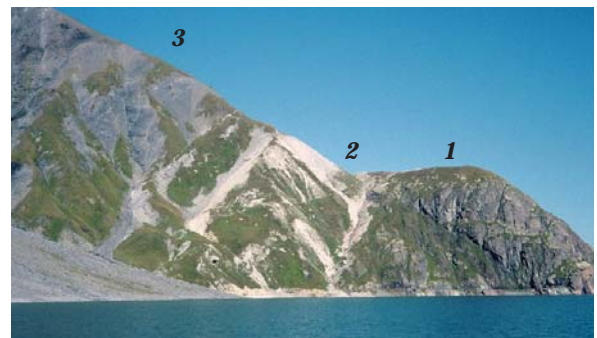
La déformation très intense observée dans cette zone traduit vraisemblablement une forte compression et un raccourcissement important. Ainsi, les géologues pensent que ce secteur (aujourd'hui 3 km au maximum) correspondait à un domaine paléogéographique large de 20 à 30 km qui aurait disparu lors du déplacement du Mont-Blanc vers le nord-ouest (voir ci-dessous L'histoire alpine).

5. La couverture sédimentaire de la bordure occidentale du massif des Aiguilles Rouges

Cette couverture sédimentaire constitue sur la bordure occidentale du massif des Aiguilles Rouges une bande dont la largeur peut varier d'une cinquantaine de mètres à trois kilomètres environ. Elle s'étend du col du Jorat au nord jusque dans la vallée du Souay au sud en passant par la plaine de Salanfe, le col et la vallée d'Emaney, le col et la vallée de Barberine, l'Arvassey, le vallon du Vieux Emosson, la Pointe de la Terrasse, le vallon de Tré-les-Eaux, l'arête des Cristaux, le Mont-Oreb, la Combe à Bérard, le col de Salenton, la vallée de la Diosaz, le Collet d'Ecuelle et la région de Moëde - col d'Anterne.

Les géologues qualifient cette couverture d'autochtone (contraire : allochtone) car elle est restée plaquée sur le soubassement cristallin sur lequel elle s'est déposée. De plus, elle repose en discordance sur ce socle, cela signifie que les couches de roches ne sont pas parallèles à celles des terrains paléozoïques sous-jacents.

L'ensemble socle/couverture plonge de 30 à 80° vers le nord-ouest. Des ondulations affectent les bancs de grès et des replis les niveaux d'argilites.



5. - **Vue depuis l'extrémité sud du lac du Vieux Emosson.**
De droite à gauche : 1. Socle cristallin (Tête des Gouilles avec sa forme arrondie), 2. Couverture sédimentaire autochtone (bande claire) et 3. Nappe de Morcles.
Photo S. Benedetti

Le tégument triasique est représenté de bas en haut par des conglomérats et des grès quartzitiques, des argilites gréseuses multicolores, des cornieules et des calcaires dolomitiques, des grès et des marnes gréseuses. C'est l'une des couches de grès quartzitiques qui a livré quelques centaines d'empreintes de pas de reptiles dans le fond du vallon du Vieux Emosson. Du Lias (grès-quartzites), du Dogger (conglomérat, calcaires spathiques gris foncé, oolithe ferrugineuse, calcaires spathiques noirs) et du Malm (oolithe ferrugineuse, calcaires spathiques noirs, conglomérats, calcaires gris ou rosés schisteux, calcaires microbréchiques, calcaires schisteux gris-noir, calcaires noirs massifs) sont localement présents.

Certains auteurs placent les terrains du Jurassique supérieur dans une unité paraautochtone, une écaille intercalée entre la couverture autochtone et les terrains allochtones de la nappe de Morcles (massifs du Haut-Giffre et des Dents du Midi).

Un paragraphe spécial est consacré à la série triasique du Vieux Emosson avec sa dalle à traces de "dinosaures".

Sur le massif même, le seul endroit où l'on découvre une couverture sédimentaire c'est à l'Aiguille du Belvédère. Ce point culminant des Aiguilles Rouges (2965 m) est coiffé par un "chapeau sédimentaire" de roches triasiques et jurassiques (240 à 165 millions d'années).

Les massifs du Haut-Giffre (Cheval Blanc, Grenairon, Finive, Ruan, Tour Sallière, etc.) et des Dents du Midi

Situés à l'ouest du massif des Aiguilles Rouges, ces chaînons montagneux sont formés uniquement de roches sédimentaires, marines pour la plupart, dont l'âge s'étend entre le Secondaire et le Tertiaire inférieur (230 à 28 millions d'années). Il s'agit essentiellement d'une alternance de roches calcaires rigides et de roches argileuses plastiques.

Les spécialistes regroupent ces massifs dans une entité géologique appelée la **Nappe de Morcles**, certainement la nappe la plus célèbre des Nappes helvétiques. Celles-ci désignent l'ensemble des terrains qui se sont déposés sur la plate-forme marine du continent européen (domaine helvétique des géologues) et qui aujourd'hui sont plissés et déplacés par rapport à leur zone d'origine.

1. Les roches

Dans la région qui nous concerne, les terrains du tout début du Secondaire n'ont pas été reconnus et la série lithostratigraphique est la suivante :

- des argiles schisteuses avec de rares ammonites d'âge toarcien (Jurassique inférieur, Lias, 187 – 180 millions d'années).

- des grès calcaires micacés avec souvent des concrétions siliceuses ou ferrugineuses et de rares ammonites d'âge aalénien (Jurassique moyen, Dogger, 180 – 176 millions d'années).

- des alternances de calcaires et de marnes schisteuses à patine d'un gris noirâtre d'âge bajocien inférieur (Dogger, 176 – 172 millions d'années).

- des calcaires durs à chailles, des calcaires spathiques, des calcaires zonés, des calcaires bréchiques à petits éléments dolomitiques et localement un niveau de calcaires échinodermiques d'âge bajocien supérieur (172 – 167 millions d'années). Des ammonites silicifiées ont été récoltées dans la partie supérieure près du col de Tenneverge et sur l'arête entre le col du Grenairon et le Cheval Blanc. Des bélemnites sont signalées.

- une puissante série d'argiles schisteuses d'âge bathonien, callovien (Dogger) et oxfordien inférieur (Jurassique supérieur, Malm) (167 – 152 millions d'années) qui a livré des ammonites et qui se détache bien entre les niveaux calcaires sous- et sus-jacents.

- des calcaires noirs et des calcaires schisteux d'âge oxfordien moyen à ammonites (Malm, 152 – 149 millions d'années).

- des calcaires gris bleutés fins à ammonites d'âge jurassique supérieur (Oxfordien supérieur, Kimméridgien, Tithonien, 149 – 135 millions d'années). Ce sont les "calcaires tithoniques" constituant une barre d'une épaisseur de 150 à 250 m qui commande le paysage : Tour Sallière, Ruan, Tenneverge, ... La partie supérieure du Malm est représentée par des dolomies grises et des brèches au sommet du Ruan. Et au front du glacier de cette montagne, la surface d'une dalle montre de nombreuses ammonites qui se sont accumulées dans une coulée boueuse sous-marine.

- des calcaires marneux schisteux et noirs et des calcaires d'âge berriasien avec des ammonites (Crétacé, 135 – 130 millions d'années).

- des calcaires à débris d'échinodermes et de brachiopodes, des marnes schisteuses avec quelques bancs calcaires et des calcaires gréseux à échinides d'âge valanginien (Crétacé, 130 – 122 millions d'années).

- des calcaires gréseux, des calcaires et des marnes d'âge hauterivien (Crétacé, 122 – 116 millions d'années). Présence d'échinides.

- des niveaux marneux et des calcaires sombres échinodermiques, parfois oolithiques du Barrémien inférieur (Crétacé, 116 – 115 millions d'années).

- des calcaires massifs riches en bivalves (rudistes) et coraux avec une intercalation marneuse à petits brachiopodes (rhynchonelles) et bivalves d'âge barrémien supérieur à aptien inférieur (Crétacé, 115 – 109 millions d'années). Cette série, la formation urgonienne, constitue une barre calcaire d'une puissance de 200 à 250 m qui se détache dans le paysage.

- des calcaires gréseux, des conglomérats et des grès contenant un minéral argileux vert (glaucanie), riches en fossiles (ammonites en particulier) généralement condensés dans des niveaux à mélange de faunes et d'âge aptien supérieur – cénomaniens (109 à 91 millions d'années). Ce niveau est peu épais.

- des calcaires fins, le plus souvent gris, avec des microfossiles et des débris de macrofossiles (bivalves et échinodermes), parfois à silex et d'âge turonien – campanien (Crétacé, 91 à 72 millions d'années).

- une lacune de sédimentation correspondant à une émergence qui a duré quelques dizaines de millions d'années depuis la fin du Secondaire jusqu'au début du Tertiaire (entre 72 et 46 millions d'années environ). Durant cette période, des sols fossiles rouges riches en oxydes de fer se sont formés (formation sidérolithique).

- une série calcaire d'âge lutétien à priabonien (Paléogène, Eocène, 46 à 34 millions d'années) avec à la base des conglomérats, des grès et des calcaires gréseux. Dans la partie inférieure, des couches lacustres ont été identifiées.

- des marnes d'âge rupélien inférieur (Paléogène, Oligocène, 34 à 31 millions d'années).

- le flysch, une formation détritique (grès, argiles) d'âge rupélien (31 à 28 millions d'années).

Cette série lithostratigraphique s'observe particulièrement bien dans les parois des Dents du Midi.

2. La structure

Les strates rocheuses qui constituent ces massifs ne sont pas restées horizontales mais sont aujourd'hui agencées en un **vaste pli couché** qui comporte un flanc normal et un flanc inverse. Dans le flanc normal, les roches apparaissent à l'endroit (de la plus vieille en bas à la plus jeune en haut) et dans le flanc inverse elles sont à l'envers. S'il n'est pas possible d'observer ce pli en se promenant dans ces montagnes (il n'est décelable que cartographiquement), en revanche le randonneur pourra admirer les magnifiques plis secondaires multiples qu'il comporte.

Jurassique inférieur (Secondaire, 190 millions d'années)

Les îles ont disparu. Les futurs massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges, des hauts fonds qui ne se recouvrent que d'une faible épaisseur de sédiments, sont alors séparés par un bassin marin large d'une trentaine de kilomètres et dans lequel se dépose la série sédimentaire de la future Nappe de Morcles.

Limite Jurassique/Crétacé (Secondaire, 135 millions d'années)

La région est toujours ennoyée. Mais le visage de la Terre a évolué. Un océan, la Téthys s'est ouvert et a cassé la Pangée en deux blocs : le Gondwana (Amérique du Sud, Afrique, Australie, Inde, Antarctique) au sud et la Laurasia (Amérique du Nord, Europe et Asie) au nord. Et au sud-est du futur massif du Mont-Blanc, s'est installée la partie occidentale de la Téthys, en connexion vers l'ouest avec l'Atlantique central qui s'est ouvert.

Cette portion alpine de Téthys, appelée océan piémontais par les géologues, est parcourue, comme tous les océans, par une fissure (la ride médio-océanique avec émission de roches volcaniques sous-marines) qui individualise la plaque africaine (plus exactement la microplaque apulienne, un microcontinent en forme de promontoire rattaché à l'Afrique) au sud et la plaque européenne au nord.

A l'emplacement des futures Alpes, on distingue ainsi du nord-ouest au sud-est :

- la marge continentale européenne avec un continent émergé (le Massif central français) et une zone à croûte continentale inondée par une mer peu profonde dans laquelle se sédimentent les roches qui construiront le Jura, le soubassement du Plateau et les massifs (Haut-Giffre, Dents du Midi, Dents Blanches...) rattachés au domaine externe des Alpes (Helvétique). Ainsi, la future vallée du Trient appartient à cette zone.

- une zone de transition entre la marge continentale et l'océan (talus continental) où se déposent les roches qui marquent le passage entre le domaine externe et le domaine interne des Alpes.

- l'océan piémontais où se forment les sédiments du domaine interne alpin (Alpes valaisannes, Alpes tessinoises *p.p.*, Alpes grisonnes *p.p.*).

- la marge continentale apulienne également inondée par l'océan et où se constituent les dépôts de la région de la Dent-Blanche, du Cervin, des Alpes grisonnes *p.p.* ainsi que des Alpes méridionales et plus loin un continent émergé.

Crétacé supérieur (Secondaire, 80 millions d'années)

Dans la future vallée du Trient, le paysage n'a guère changé. La région est toujours inondée par une mer relativement peu profonde.

Mais la géographie de notre planète se modifie. L'Atlantique Sud s'est ouvert et a fait pivoter et remonter vers le nord la plaque africaine. L'Atlantique Nord est né et a poussé la plaque européenne vers le sud. Les deux continents partent à la rencontre l'un de l'autre et la croûte océanique piémontaise disparaît en profondeur sous le continent africain, c'est la subduction. Les roches sédimentaires déposées dans l'océan, plus légères, ne sont pas enfouies mais se plissent.

Eocène (Tertiaire, 40 millions d'années)

Au début du Tertiaire et pendant quelques millions d'années, la mer s'est retirée de la région mais à cette époque elle est revenue.

L'Atlantique a poursuivi son ouverture et finalement l'océan piémontais a complètement disparu. Les continents européen et africain (apulien) sont entrés en collision. Les roches sédimentaires de l'ancien océan se plissent toujours plus et puis, sont charriées vers le nord-ouest sur le continent européen qui se raccourcit à son tour. Quand le raccourcissement n'est plus assuré par le plissement, les paquets de roches s'élèvent et les Alpes émergent progressivement.

Oligocène (Tertiaire, 20 millions d'années)

Les compressions alpines ont atteint notre région. Le futur massif du Mont-Blanc se rapproche du futur massif des Aiguilles Rouges. La majeure partie des terrains accumulés dans le bassin qui séparait ces deux blocs glissent vers l'ouest à l'avant des Aiguilles Rouges pour former la Nappe de Morcles (Massifs du Haut-Giffre, des Dents du Midi...). Le domaine alpin étant toujours de plus en plus comprimé, les paquets de roches sédimentaires provenant de l'océan piémontais s'avancent toujours plus sur la zone externe, et viennent recouvrir la nappe de Morcles et les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges qui n'avaient pas encore acquis leur altitude actuelle.

Miocène (Tertiaire, 10 millions d'années)

Le raccourcissement se poursuit. Les Alpes prennent de plus en plus d'altitude.

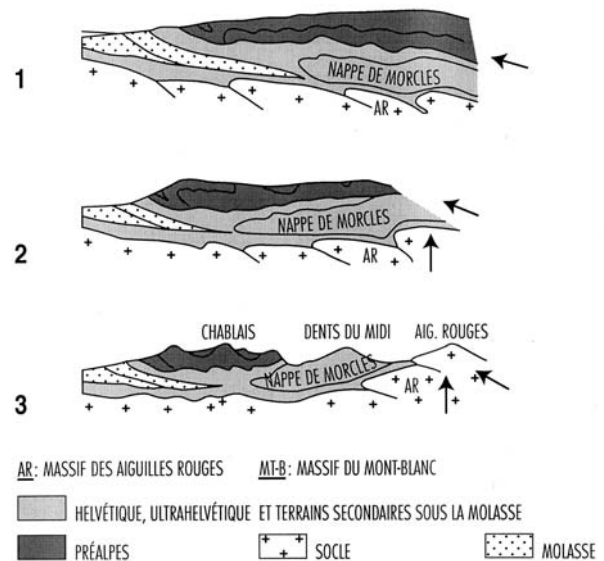
De 5 millions d'années à aujourd'hui

Le soulèvement continue et l'érosion décape les roches des unités supérieures. Et ainsi, l'action combinée du soulèvement et de l'érosion permet à la Nappe de Morcles (Massifs du Haut-Giffre, des Dents du Midi...) d'arriver en surface et aux roches métamorphiques et granitiques des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles Rouges) d'émerger au cœur des Alpes.

A l'avant de la nappe de Morcles, des lambeaux de roches sédimentaires provenant du domaine océanique ont échappé à la destruction par érosion. Ce sont aujourd'hui les Préalpes du Chablais, des nappes d'origine interne qui reposent sur le domaine externe.

Et il y a environ 2 millions d'années et cela jusqu'à il y a environ 12 000 ans, les glaciers envahissent la région à maintes reprises et parachèvent le relief.

Aujourd'hui, les processus géologiques (compression, soulèvement, érosion) continuent sans relâche et se poursuivront à l'avenir. Ainsi, la « construction des Alpes » n'est pas achevée et l'histoire alpine n'est donc pas terminée !

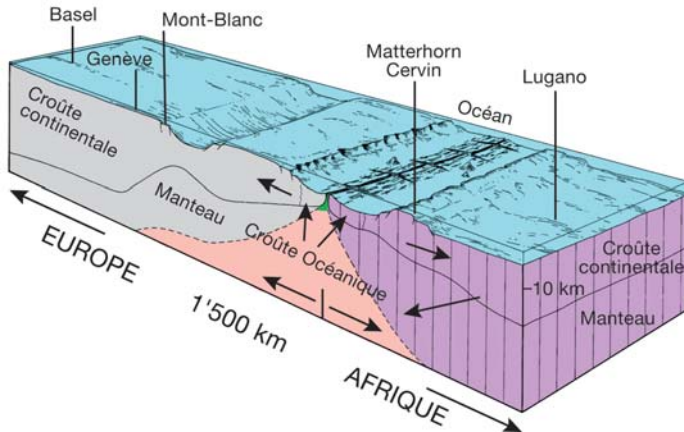
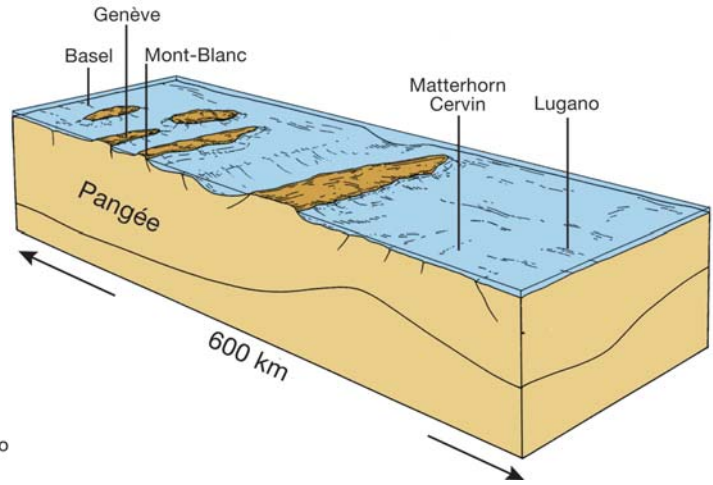


Et si le compte à rebours avait déjà commencé !

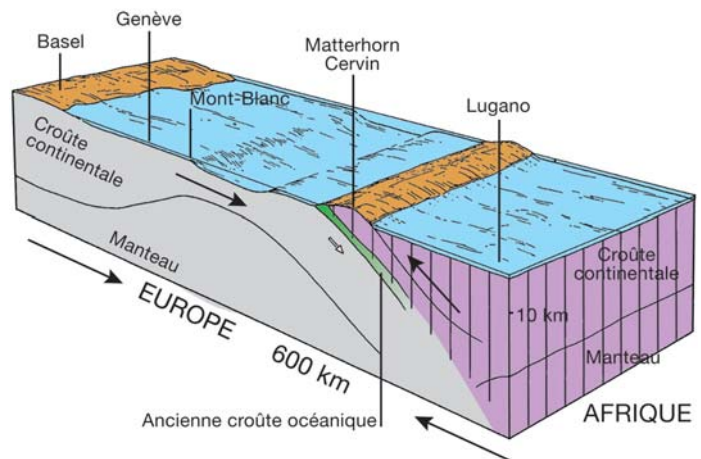
L'ouverture de l'Atlantique se poursuit et corrélativement la collision entre les continents européen et africain.

Si les Alpes étaient toujours en compression, elles se raccourciraient selon une direction nord-sud à nord-ouest/sud-est. Or de récentes mesures GPS (Global Positioning System) ont démontré que Turin s'éloigne du Massif Central à la vitesse d'un millimètre par an. Comment expliquer ces résultats ? D'autres données GPS ont prouvé qu'actuellement la microplaque apulienne se déplace indépendamment de la plaque africaine dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. Les géologues pensent ainsi que cette rotation de la plaque apulienne force les Alpes à s'étirer malgré le mouvement de l'Afrique et de l'Europe l'une vers l'autre. Mais il convient d'être prudent. Un plus grand nombre de données sera nécessaire pour étayer cette hypothèse, les distances mesurées (le millimètre) étant proches des incertitudes inhérentes aux mesures GPS.

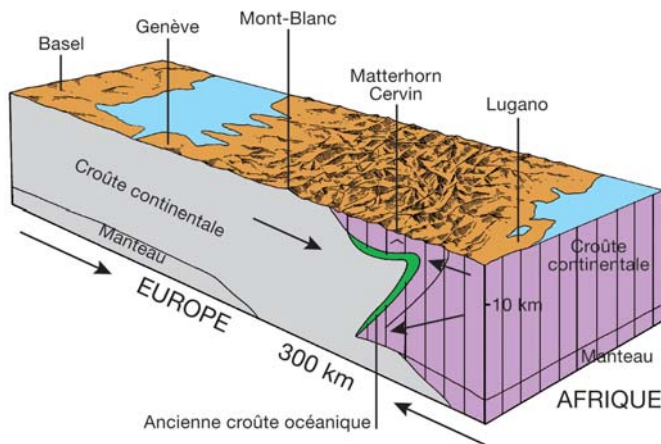
Trias
(-240 millions d'années)



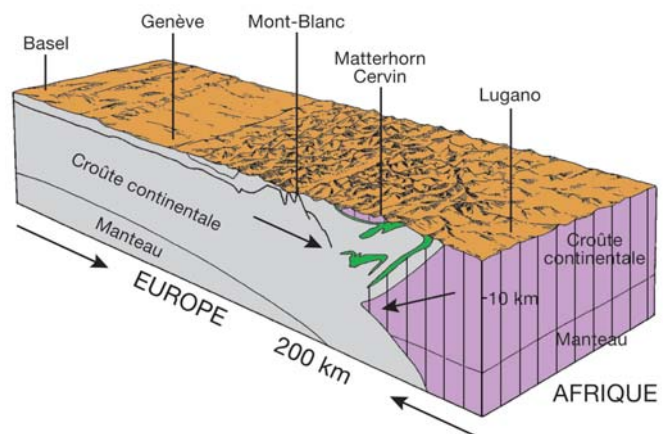
Jurassique/Crétacé
(-135 millions d'années)



Crétacé supérieur
(-80 millions d'années)



Aquitainien
(-20 millions d'années)



Actuel

La dalle à traces de pieds de reptiles se trouve vers le sommet des grès quartzitiques.

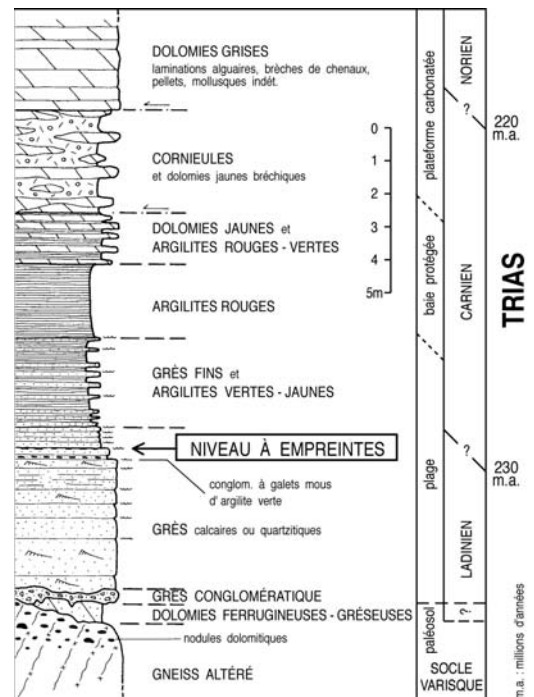
Les argilites rouge brique ou brunes surmontées par une alternance d'argilites rouges et vertes et de dolomies jaunes sont caractéristiques de roches formées dans une baie protégée et sous une tranche d'eau d'au moins une dizaine de mètres.

Au sommet de l'entité triasique, les cornieules et les dolomies jaunes supportent des dolomies grises. Ces roches sont des dépôts d'une plate-forme carbonatée, comparable à la Grande Barrière d'Australie actuelle avec ses récifs coralliens.

Les cornieules sont des roches beige-orange et cavernueuses. Les géologues proposent plusieurs hypothèses quant à leur origine. On peut seulement affirmer qu'elles résultent de la transformation d'une roche calcaire ou évaporitique (gypse).

La nature des roches de cette série indique que celles-ci se sont déposées dans une mer toujours de plus en plus profonde au fur et à mesure que l'on avançait dans le temps. Durant cette période, il y a donc eu soit une élévation du niveau marin, soit un affaissement du soubassement.

Jusqu'à présent, il n'a pas été trouvé de fossiles déterminables qui auraient pu apporter des indications pour la datation de cette série. En conséquence, l'âge, ladinien à norien (Trias, Jurassique inférieur, 235 à 205 millions d'années), a été attribué par comparaison avec des faciès analogues situés dans des régions relativement proches. Le niveau à empreintes est situé au passage Ladinien/Carnien (230 millions d'années) par rapport aux différences et aux points communs avec la faune de la limite Anisien/Ladinien (235 millions d'années) découverte sur la bordure orientale du Massif Central.



17. - La série stratigraphique du Vieux-Emosson
d'après DEMATHIEU & WEIDMANN

Le mode de formation des empreintes de reptiles

En se déplaçant sur une plage de sable, les dinosaures, sous leur poids, ont enfoncé leurs pieds, laissant des empreintes en creux, tout comme celles de vos semelles quand vous marchez dans de la vase humide. Mais vos traces sont rapidement effacées alors que celles des dinosaures du Vieux Emosson sont conservées depuis plus de 200 millions d'années. Comment est-ce possible ?

La fossilisation de ces empreintes est due à la convergence d'un certain nombre de facteurs particuliers:

- un sable fin avec des particules inférieures à 1 mm de diamètre ;
- un certain degré d'humidité rendant le sol plastique afin que le pied s'imprime bien ;
- un durcissement rapide du sédiment par assèchement, donc une période humide suivie d'une période sèche ;
- le remplissage relativement rapide des empreintes en creux par une arrivée d'eau chargée de sédiments sableux fins ;
- l'ensevelissement et la transformation des sables en grès par durcissement sous des dépôts plus jeunes.

Au Vieux Emosson, les reptiles ont fait leurs traces sur une plage de sable argileux encore assez humide après un retrait des eaux. Ensuite, la consolidation du sable par cimentation des grains, pour se transformer en grès, a dû avoir lieu précocement. Combien de temps a-t'il fallu pour que le sol soit cimenté et empêche la destruction des traces soit par création de nouvelles empreintes soit lors de l'apport de sédiments ? Il n'est pas possible de répondre à cette question.

Les reptiles du Vieux Emosson

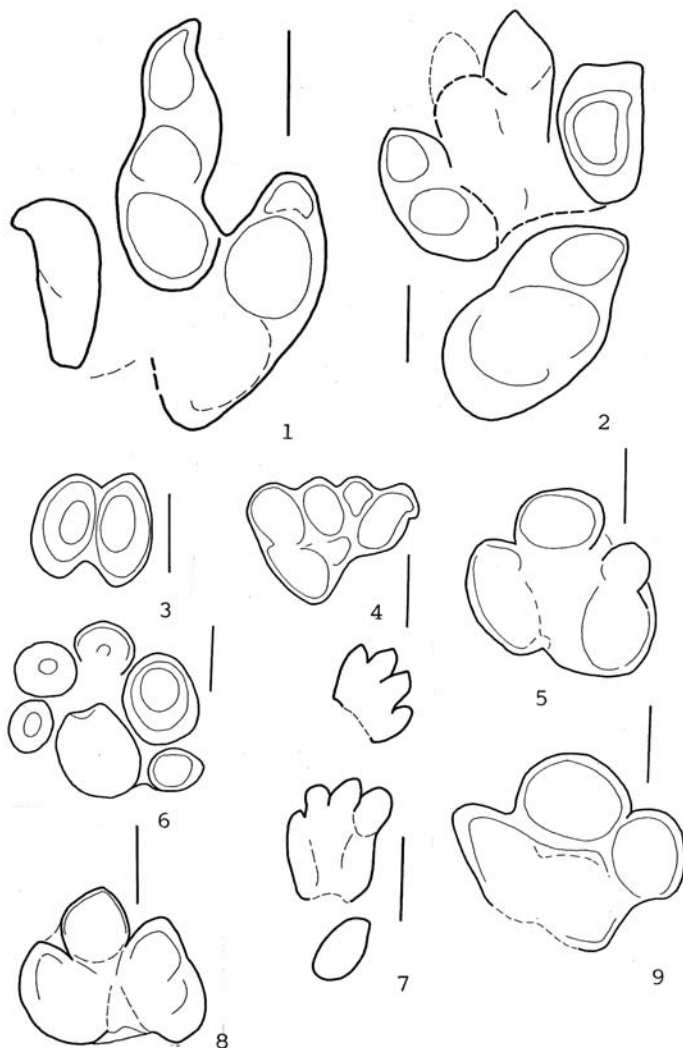
Au Vieux Emosson, aucun reste de squelette n'a été découvert, seules des traces ont été observées. De ce fait, les noms donnés sont des noms d'empreintes et non d'animaux et, l'interprétation de ces traces concerne une branche de la paléontologie appelée la paléoichnologie.

La paléoichnologie

Les traces sont classées comme les animaux. Pour éviter toute confusion avec ces derniers, on ajoute le préfixe "ichno" (du grec *ikhnos* : trace) spécifiant qu'il s'agit de traces fossiles. On a ainsi des ichnoespèces réunies dans les ichnogenres, eux-même regroupés en ichnofamilles.

La taille et la forme générale de l'empreinte, le nombre et disposition des doigts, la présence et l'aspect des griffes permettent de déterminer si l'animal était bipède ou quadrupède, plantigrade ou digitigrade, à queue traînant ou pas. Avec la longueur de l'enjambement, il est possible de faire des déductions sur la taille de l'animal. La disposition des empreintes et leur espacement peut amener à déterminer la vitesse de déplacement.

Cependant, il faut garder à l'esprit que les auteurs des traces sont rarement identifiés avec certitude. L'interprétation des empreintes est en effet une science extrêmement délicate. Par exemple, un même animal laissera des empreintes différentes selon la nature du sol et sa vitesse de déplacement.



18. - Les différentes empreintes

1. *Prototrissauropus* sp., pied droit
2. *Isochirotherium* sp., pied droit
3. *Bifidichnium ambiguum*
4. *Deuterosauropodopus sedunensis*, pied droit
5. *Paratrissauropus bronneri*, pied droit
6. *Pachysaurichnium emossonense*, pied droit
7. *Brachychirotherium* sp., pied et main droits
8. *Paratrissauropus mirus*, pied droit
9. *Paratrissauropus latus*, pied droit

Echelle : 5 cm

D'après Mathieu & Weidmann, 1982

Neuf ichnoespèces ont été déterminées.

Empreintes chirothéroïdes pentadactyles :

Brachychirotherium sp. : un thécodonte omnivore avancé dans la voie qui va mener aux crocodiliens?

Isochirotherium sp. : un archosaurien thécodonte végétarien avancé dans la voie qui va mener aux dinosaures sauropodes ?

Empreintes dinosauroïdes tridactyles :

Paratrisauropus mirus, *P. bronneri*, *P. latus* : des dinosaures ornithischiens herbivores ou leurs précurseurs ?

Prototrisauropus sp. : un dinosaure saurischien théropode, coelurosaurien prédateur ?

Empreintes tétradactyles :

Deuterosauropodopus sedunensis : un dinosaure ornithischien quadrupède ?

Empreintes pentadactyles :

Pachysaurichnium emossonense : archosaurien ou dinosaure ?

Empreintes bidactyles énigmatiques :

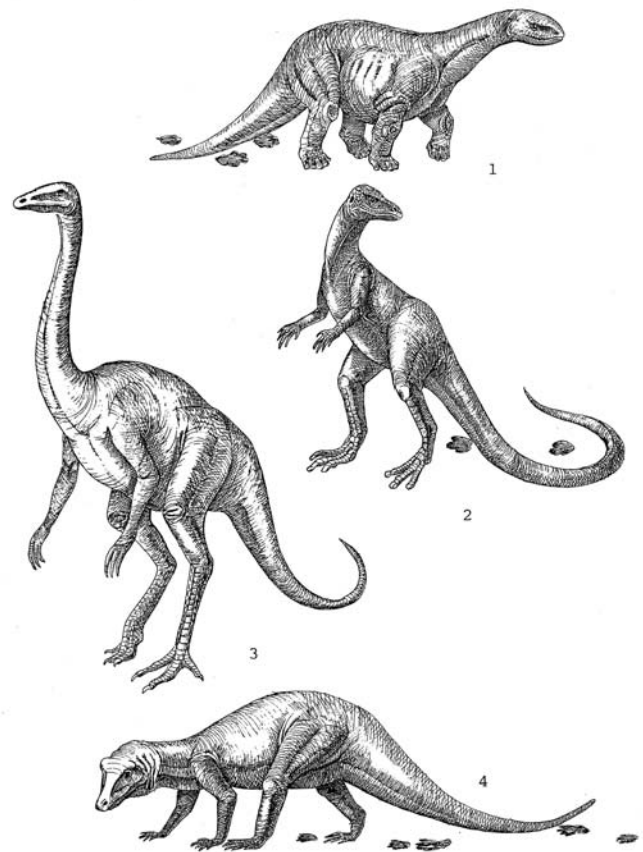
Bifidichnium sp. : ?

Les dimensions des traces reconnues à Emosson varient entre 10 et 20 cm avec une profondeur qui peut atteindre 5 cm. Les enjambées mesurent 2 à 3 m ce qui correspond à des membres postérieurs de 1,60 m à 1,80 m avec un tronc de 1 à 2 m. La longueur totale moyenne de ces animaux est estimée à 3 - 7 m pour un poids d'environ 300 à 400 kilos.

Les reptiles du Vieux Emosson, de vrais dinosaures ?

L'âge des terrains du Vieux Emosson correspond à l'époque où se développent les vrais dinosaures, issus de reptiles primitifs apparus au Permien, il y a environ 260 millions d'années (les thécodontiens, le groupe d'archosauriens le plus primitif). Ainsi ces reptiles sont peut-être déjà de vrais dinosaures, mais on pense plutôt qu'il s'agit essentiellement de reptiles qui ressemblent aux dinosaures mais qui n'ont pas encore acquis tous les caractères de ces derniers.

Les archosauriens ou reptiles dominants réunissent les Thécodontiens (Permien supérieur – Trias supérieur), les Ptérosauriens (Reptiles volants, Trias supérieur – Crétacé), les Dinosaures saurischiens et ornithischiens (Trias supérieur – Crétacé) et les Crocodiliens (Trias moyen – Actuel).



19. - Les silhouettes de quelques reptiles

1. *Pachysaurichnium* sp.

2. *Paratrisauropus* sp.

3. *Prototrisauropus* sp.

4. *Isochirotherium* sp.

Reconstitutions de B. Engesser,

Muséum d'histoire naturelle de Bâle

Le paysage dans lequel évoluaient les reptiles du Vieux Emosson

Il y a 230 millions d'années, le secteur à empreintes, correspondait à une plage de sable qui bordait une terre émergée d'extension assez considérable. Cette plage, balayée par une brise marine et parfois inondée par les marées, était un lieu de passage pour des reptiles essentiellement herbivores. Il est difficile de donner une estimation sur le nombre d'animaux (40 ?) et d'espèces différentes (9 ?) qui passèrent sur cette plage. En effet, il est logique de penser que certaines traces n'ont pas été fossilisées alors que d'autres échappent à l'observation des scientifiques (mauvaise conservation par exemple).

L'intérêt de cette découverte

Cette découverte a permis de confirmer l'existence de terres émergées dans cette région des Alpes au cours du Trias moyen/supérieur et de préciser ainsi la paléogéographie de cette époque. La présence de reptiles de grande taille indique que l'île a dû être une terre de grandes dimensions et que la plage actuellement fossilisée du Vieux Emosson ne doit représenter qu'une infime partie de ses rivages.

Danielle Decrouez

Muséum d'histoire naturelle de Genève

Mars 2004

Références bibliographiques

Cette liste bibliographique n'est pas exhaustive mais le lecteur pourra la compléter en consultant les références bibliographiques des ouvrages ou publications cités ci-dessous.

- Amberger G.-F. 1960. L'autochtone de la partie nord-ouest du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais). Thèse No 1312, Université de Genève, 103 p.
- Ayrton S. 1980. La géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 73, p. 137-172.
- Bellièvre J. 1980. Massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Structure et pétrologie du socle. *Géologie alpine*, 56, p. 237-249.
- Benedetti S. 1999. Sentier balcon du Mont-Blanc. Finhaut/Suisse, Espace MontBlanc, 64 p.
- Benedetti S. & Decrouez D. 1999. Sentier des dinosaures. Finhaut/Suisse, Espace MontBlanc, 64 p.
- Benedetti S., Dutoit S., Hohl R. & Rouiller S. 1997. 500 millions d'années au Vieux-Emosson. Mémoire de certificat de géologie, Université de Lausanne, 54 p.
- Brousmiche-Delcambre C., Coquel R. & Decrouez D. 1999. Sur la flore de deux gisements carbonifères de la Zone delphino-helvétique : Carrière d'Héry-sur-Ugine (Vallée de l'Arly) ; Ardoisières des Posettes (Massif des Aiguilles Rouges) - Haute-Savoie (France). *Revue de Paléobiologie*, Genève, 18/1, p. 317-331.
- Burri M. 1987. Les roches. Connaître la nature en Valais. Ed. Pillet, Martigny, 158 p.
- Collet L. W. 1943. La Nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse*, Nouvelle série, 79^{ème} livraison (103^{ème} de la collection entière), 146 p.
- Decrouez D. 1999. De Genève au Mont-Blanc, Les roches racontent, Itinéraires, 244 p., ISBN 2-88139-008-0.
- Delamette M. 1993. Le Pays du Mont-Blanc. 9 itinéraires à travers paysages et roches du Mont-Blanc et du Haut-Faucigny. Ed. Gap, La Ravoire, 238 p.
- Demathieu G. & Weidmann M. 1982. Les empreintes de pas de reptiles dans le Trias du Vieux-Emosson (Finhaut, Valais, Suisse). *Eclogae geologicae Helvetiae*, 75/3, p.721-757.
- Epard J.-L. 1990. La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont-Blanc. *Mémoire de Géologie* (Lausanne), No 8, 165 p.
- Eyheralde J., Gourreau J.-M., Gubler Y., Roelly A., Perret P. & Ravanel J. 1993. Guide de la Réserve naturelle des Aiguilles Rouges. Ed. Gap, La Ravoire, 238 p..
- Labhart T. & Decrouez D. 1997, Géologie de la Suisse, Les compagnons du naturaliste. Delachaux & Niestlé, 211p., ISBN2-063-01050-6.
- Le Meur H., Calais E. & Tardy M. 2003. Les Alpes battent en retraite. *La Recherche*, No 365, Juin 2003, p. 30-37.
- Marthaler M. 2001. Le Cervin est-il africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète. Ed. L.E.P. Loisirs et Pédagogie S.A., Lausanne, ISBN 2-606-00889-8, 96 p.
- Pilloud C. 1991. Structures de déformation alpines dans le synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Doréaz (massif des Aiguilles Rouges). *Mémoire de Géologie* (Lausanne), No 9, 101 p.
- Vallauri D. 1998. Voyage en Val d'Illeiez. Connaître la nature en Valais. Ed. Pillet, Martigny, 125 p.
- Von Raumer J. F. 1987. Les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges : témoins de la formation de croûte varisque dans les Alpes occidentales. *Géologie alpine*, 63, p. 7-24.
- Von Raumer J. F. 1999. Le massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. La Minéralogie du Massif du Mont-Blanc. *Le Règne Minéral*, hors série V, p. 13-17.
- Feuilles géologiques et notices explicatives : Finhaut, Feuille 525 de l'Atlas géologique de la Suisse (1/ 25 000), Saint-Maurice, Feuille 483 de l'Atlas géologique de la Suisse (1/ 25 000), Chamonix (680), Cluses (679) et Samoens-Pas-de-Morgins (655) (1/50 000), Ed. BRGM, Orléans.

Vallis Triensis est une association qui se propose de rechercher, d'étudier et de mettre en valeur les sites naturels, archéologiques et historiques des vallées du Trient (Valais) et de l'Eau Noire (Haute-Savoie), entre la France et la Suisse.

Vallis Triensis
case postale 37
CH-1925 Finhaut

vallistriensis@hotmail.com

association
vall
triensis

MARS 2004