

Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales

Autor(en): **Laurent, Roger / Chessex, Ronald**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **61 (1968)**

Heft 1

PDF erstellt am: **20.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-163583>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales

Par ROGER LAURENT¹⁾ et RONALD CHESSEX²⁾

ABSTRACT

The authors present a short summary of the actual knowledge on the Paleozoic of the western Alps. Special attention is directed to the crystalline external massifs (Aiguilles-Rouges, Mont-Blanc, etc.) and the Pennine nappes, where it is possible to recognize several units of distinct ages, probably from late Precambrian to late Paleozoic.

The similarities between some metamorphosed series from different tectonic units are put in evidence and the possible origin and age of these series (Schistes de Casanna, série des Aiguilles-Rouges, etc.) are discussed, particularly in the light of geochronometric datations.

SOMMAIRE

Les auteurs font le point des connaissances actuelles sur certains problèmes intéressant les formations paléozoïques et plus anciennes des Alpes occidentales (massifs cristallins externes et internes, nappes penniques et austro-alpines).

Il y a tout d'abord lieu de distinguer les séries d'âge carbonifère supérieur et permien du socle cristallin anté-carbonifère supérieur. Dans ce dernier, il nous semble possible de distinguer :

- a) Un socle d'âge précambrien supérieur (série de Fully dans le massif des Aiguilles-Rouges, etc.) qui n'est préservé qu'exceptionnellement.
- b) Des formations profondément métamorphosées (faciès amphibolite à almandin au moins) et migmatisées, d'âge paléozoïque inférieur (série des Aiguilles-Rouges dans le massif du même nom, noyau de la nappe de la Silvretta, etc.).

Nous avons groupé a) et b) sous la dénomination de cristallin «ancien».

- c) Un cristallin «hercynien» (séries vertes et satinées du massif de Belledonne, séries de St-Gervais, des Aiguillettes et de Prarion-Pormenaz dans les Aiguilles-Rouges, schistes de Casanna inférieurs dans la nappe des Mischabels, etc.).

La plupart des granites ont été mis en place durant l'orogénèse hercynienne, au Carbonifère inférieur et moyen. Certains d'entre eux ont subi une réactivation intense durant le cycle alpin.

Les conclusions que nous tirons de nos recherches sont le fruit, non seulement d'études géologiques et pétrographiques classiques, mais également d'études géochronométriques, indispensables dans les formations profondément recristallisées.

Introduction

Dans la partie occidentale (franco-italo-suisse) des Alpes, le Paléozoïque apparaît dans trois zones, du NW au SE :

¹⁾ Adresse actuelle: Institute of Geology, Middlebury College, Middlebury (Vermont), USA.

²⁾ Institut de Minéralogie de l'Université, Genève, Suisse.

1. Les massifs cristallins externes;
2. les noyaux des nappes penniques, comprenant notamment les massifs cristallins internes du type Grand-Paradis et Dora-Maira ainsi que la «zone houillère»;
3. les noyaux des nappes austro-alpines.

En France, certains auteurs comme MICHEL (1953) considèrent les massifs cristallins internes comme des coupoles enracinées sur place. L'allochtonie de ces masses penniques est évidente dans les Alpes suisses mais, apparemment, l'amplitude de ces charriages paraît décroître assez rapidement vers le Sud. Il semble que la structure en nappes soit, dans une certaine mesure, liée à la présence des éléments austro-alpins: là où l'Austro-alpin vient chevaucher le Pennique, il y a eu déplacement massif de ce dernier, charriage et, par conséquent, formation de nappes. Par contre, à partir de la région du Grand-Paradis en allant vers la Méditerranée, l'Austro-alpin disparaît en même temps que l'évidence d'une translation importante des unités penniques méridionales.

De même, dans les «Hautes Alpes Calcaires», le charriage des nappes helvétiques, comme celle de Morcles par exemple, est évident en Suisse où les nappes penniques viennent buter directement contre l'Helvétique, tandis qu'en France le charriage des chaînes subalpines diminue rapidement d'amplitude, ces dernières étant alors séparées des unités penniques par la chaîne des massifs cristallins externes.

Ces remarques préliminaires étant faites, revenons à notre propos qui n'est pas de discuter de la structure tectonique de l'édifice alpin, mais de comparer entre elles les formations paléozoïques qui constituent une bonne partie des matériaux de cet édifice.

Le Paléozoïque du domaine alpin peut être subdivisé, d'une manière générale, en deux complexes principaux:

1. Un socle cristallin anté-carbonifère supérieur, constitué de schistes cristallins, de migmatites et de granites;
2. un Permo-carbonifère essentiellement continental, détritique ou dérivant de produits volcaniques acides (tufs, ignimbrites, etc.).

Pour l'étude comparative du Paléozoïque, il nous a semblé logique de prendre comme point de départ, et par conséquent comme référence, les massifs cristallins externes et, plus particulièrement, la chaîne des Aiguilles-Rouges, qui a été épargnée par le métamorphisme alpin. En effet, on sait que, schématiquement, l'intensité de ce dernier augmente progressivement, et parallèlement avec la complexité tectonique, de l'extérieur vers l'intérieur de l'arc alpin, oblitérant ainsi certaines relations stratigraphiques importantes.

Le socle cristallin anté-carbonifère supérieur

Le cristallin «ancien»

Massifs cristallins externes

Il ne fait plus guère de doute aujourd'hui qu'il existe, outre les schistes cristallins liés au seul métamorphisme hercynien, des noyaux de roches plus anciennes. Ces faits ont été mis en évidence depuis le massif de l'Aar – Gotthard jusque dans celui de

l'Argentera – Mercantour par des études récentes tant structurales que pétrographiques ou géochronométriques.

La partie centrale et septentrionale de la chaîne des Aiguilles-Rouges est constituée par deux séries différentes que KRUMMENACHER (1959) a appelées :

- Série des Aiguilles-Rouges (partie centrale)
- Série de Fully (extrémité Nord)

La «*série des Aiguilles-Rouges*», appelée aussi «*gneiss du Lac Cornu*» par BELLIERE (1958), dérive d'une ancienne série pélitique de composition variée, contenant quelques horizons de roches calcaires (marbres) et basiques (amphibolites, «*éclogites*» du Lac Cornu). Le métamorphisme régional, mésozonal profond à catazonal supérieur, s'est développé dans les conditions du faciès amphibolite à almandin. Cette série a également subi une endomigmatisation partielle conduisant à l'homogénéisation de masses rocheuses importantes en gneiss granitique.

La «*série de Fully*», qui n'apparaît que dans l'extrémité NE de la chaîne (rive droite du Rhône, Valais) comprend des migmatites fondamentales (embréchites, anatexites) allant jusqu'à des granodiorites homogènes. Elle est caractérisée par l'abondance de la cordiérite pinitisée ainsi que par une grande richesse en enclaves, soit plus basiques, soit plus acides que les roches encaissantes. L'origine de cette série est encore controversée (KRUMMENACHER et al. 1965); en effet, elle peut, soit provenir de la migmatisation de la «*série des Aiguilles-Rouges*, soit représenter une portion d'un socle plus ancien, probablement d'âge précambrien supérieur, repris et incorporé aux séries sus-jacentes lors des phases de métamorphisme qui se sont succédées durant le Paléozoïque. Cette dernière hypothèse, plus probable, repose sur l'observation d'une divergence entre les directions de certaines structures résiduelles de la «*série de Fully*» et de celles de la «*série des Aiguilles-Rouges*», bien que les principales relations géométriques entre socle ancien et couverture paléozoïque aient été effacées par les phénomènes de recristallisation. Elle est confirmée d'autre part par l'étude géochronométrique du massif; en effet, les âges apparents obtenus sur les zircons (méthode du «*plomb total*») de la «*série de Fully*» sont plus élevés que ceux obtenus sur les autres formations du massif des Aiguilles-Rouges et «*datent*» cette série du Précambrien supérieur ou du Paléozoïque inférieur (phase cadomienne mise en évidence en Bretagne?).

Ces deux séries, de «*Fully*» et des «*Aiguilles-Rouges*», constituent un dôme anticlinorial allongé, à structure autonome et montrant une disposition générale en éventail. Sa formation résulte de la superposition de deux phases orogéniques au moins; il s'agit donc d'un domaine polycyclique. D'après BELLIERE (1958), il est possible de distinguer un premier métamorphisme caractérisé par une structure plissée synschisteuse, oblitérée par une deuxième phase ayant donné naissance à une déformation généralisée, postschisteuse, accompagnée du boudinage des horizons les moins plastiques et de la formation de gneiss à faciès particulier de «*type Chéserys*» que l'on peut considérer comme des roches mylonitisées dans la mésozone.

Si l'on attribue, ainsi qu'il est logique de le faire étant donné l'action peu importante du métamorphisme alpin dans les Aiguilles-Rouges, à l'orogénèse hercynienne la formation des mylonites mésozonales, il s'ensuit que la phase de métamorphisme et de plissement primitifs est antérieure. D'autre part, les granites hercyniens d'âge

carbonifère (granites de Vallorcine, de Pormenaz, du massif du Mont-Blanc) recourent les structures des schistes cristallins encaissants, structures qui étaient donc nécessairement préexistantes.

Par conséquent, nous devons envisager la possibilité que les séries «Aiguilles-Rouges et Fully» soient pré-hercyniennes. Dans ce cas, sont-elles précambriennes ou plus récentes? En ce qui concerne la «série de Fully», nous venons de voir qu'elle représente probablement un fragment d'un socle ancien, d'âge précambrien supérieur ou infracambrien; elle ne constitue toutefois qu'une petite fraction de l'ensemble et toute la «série des Aiguilles-Rouges» doit être plus jeune, d'âge paléozoïque inférieur (Cambrien à Dévonien) très probablement.

D'autre part, les déterminations d'âge absolus parlent également en faveur de cette hypothèse. En effet, presque toutes les datations (méthode du «plomb total» sur les zircons) d'endomigmatites des massifs cristallins externes sont assez bien groupées autour de 450 Ma³). Cette valeur moyenne correspond approximativement, dans l'échelle stratigraphique, au Silurien, époque où l'orogénèse calédonienne affectait le NW de l'Europe.

Dans le cas qui nous intéresse, nous n'irons pas jusqu'à affirmer qu'un cycle orogénique complet s'est développé au Silurien dans le domaine occupé par le socle alpin. On pourrait peut-être y voir, par exemple, l'amorce des processus orogéniques (métamorphisme et migmatisation dans les parties profondes de l'écorce) dont les effets paroxysmaux dans la suprastructure sont d'âge carbonifère. Il s'agirait donc, si l'on veut, d'une phase hercynienne ancienne. Mais est-il justifié de faire remonter aussi loin dans le temps les premières manifestations de l'orogénèse hercynienne? Citons à ce propos les travaux de UMBROVE (1947) et de HALLER et KULP (1962) sur l'orogène calédonien de l'Est du Grønland qui mettent bien en évidence le chevauchement dans le temps des cycles calédoniens et hercyniens.

D'une manière plus générale, on peut penser que tout cycle orogénique dépend en grande partie de ceux qui l'ont précédé et s'y enchaîne. C'est ainsi que nous rejoignons l'opinion de RITTMANN (1963, p. 254) quand il écrit qu'...

«Il serait plus exact de dire qu'à chaque moment de l'histoire géologique, des phases tectoniques se déroulent quelque part sur la Terre. De toutes façons, il ressort de la connaissance des régions soigneusement étudiées – qui ne sont qu'une très petite portion des surfaces où ont porté nos investigations – qu'une activité tectonique accrue a pris place à certaines périodes, ce qui nous conduit à parler couramment d'orogènes alpins (Mésozoïque à récent), varisques ou hercyniens (Dévonien supérieur au Trias), calédoniens (Cambrien au Dévonien) et d'autres plus anciens qui tous empiètent les uns sur les autres dans le temps, et quelquefois se recouvrent dans l'espace.»

Nous considérons comme un fait bien établi maintenant que des phénomènes de recristallisation et de déformation de l'écorce ont pris place au Silurien en dehors du domaine calédonien sensu stricto: dans les Alpes (GRAUERT 1966, LAURENT et al. 1967), dans certaines parties du Massif Central (PETERLONGO 1960, VIALETTE 1962), dans le massif des Maures-Esterel (CHESSEX et al. 1966) en Sardaigne (VARDABASSO 1956).

Cependant, quels qu'aient été l'importance et les effets de ces phénomènes sur le socle paléozoïque alpin, l'orogénèse hercynienne s. s. tend actuellement à en masquer

³) Ma = millions d'années.

et à en oblitérer les caractères originaux, exactement de la même manière que le métamorphisme alpin agit sur les matériaux hercyniens dans les parties internes de l'arc alpin.

Résumé: La partie centrale et septentrionale des Aiguilles-Rouges constitue un dôme anticlinal allongé, dont la formation est antérieure à l'orogénèse hercynienne s.s. Ce dôme comprend la série des migmatites de Fully, que l'on peut considérer comme un fragment de socle d'âge précambrien supérieur et la série des gneiss des Aiguilles-Rouges qui lui serait postérieure, d'âge paléozoïque inférieur.

Ces séries évoluèrent durant tout ou partie du Paléozoïque inférieur dans des niveaux relativement profonds de l'écorce terrestre; plissées, granitisées, elles furent incorporées au socle. Leurs caractéristiques principales sont:

- Une histoire polycyclique, caractérisée par au moins deux phases distinctes de métamorphisme au cours du Paléozoïque;
- une structure anticlinoriale préservée, à disposition en éventail;
- une grande variété de types pétrographiques.

Il existe en outre des formations de ce type dans d'autres massifs cristallins externes, par exemple les granites migmatitiques d'Innertkirchen dans le massif de l'Aar (KRUMMENACHER 1959), les complexes de gneiss et anatexites de Malinvern-Argentera et Chatillon-Valmasque dans le massif de l'Argentera-Mercantour (FAURE-MURET 1955) et dans le massif du Pelvoux (KRUMMENACHER et al. 1965).

Pennique: Nappes du Grand-Saint-Bernard et du Mont-Rose, massif du Grand-Paradis

Les volumineux noyaux cristallins de ces importantes unités du domaine pennique comprennent des groupes de gneiss et migmatites rappelant ceux décrits précédemment dans les massifs cristallins externes. Dans la nappe du Mont-Rose, en particulier, on observe divers types de migmatites anté-hercyniennes (BUCHS et al. 1962) caractérisées par la présence de cordiérite pinitisée.

La coupole du massif du Grand-Paradis est constituée en majeure partie par des gneiss plus ou moins migmatitiques. Il est possible qu'une partie de cette série cristallophyllienne appartienne au cristallin «ancien». Toutefois, l'intensité du métamorphisme alpin qui a provoqué une puissante diaphtorèse de toutes ces roches (MICHEL 1953) dans les conditions chevauchant l'épizone et la mésozone rend plus problématiques que dans les massifs cristallins externes une distinction entre d'anciennes séries d'âges différents (Précambrien supérieur, Paléozoïque inférieur).

Nous sommes cependant d'avis, à la suite de MICHEL (1953) et d'AMSTUTZ (1962) que l'essentiel de ce cristallin est d'âge hercynien. Les données géochronométriques obtenues à ce jour (BUCHS et al. 1962, CHESSEX et al. 1964) confirment d'ailleurs ce point de vue.

Domaine austro-alpin

Dans le domaine austro-alpin, l'influence du métamorphisme alpin diminue progressivement des unités inférieures (nappe de la Dent-Blanche) aux unités supérieures (nappe de la Silvretta).

Nous savons que la *nappe de la Dent-Blanche* est constituée presque uniquement de cristallin que l'on divise en deux séries :

- a) La *série de Valpelline*, constituée en grande partie de termes dont l'origine sédimentaire est manifeste et ayant subi un métamorphisme catazonal (faciès amphibolite passant au faciès granulite).
- b) La *série d'Arolla*, où les roches d'origine ignée (granite, diorite, gabbro, etc) plus ou moins transformées en gneiss prédominant.

Les relations originelles entre ces deux séries ne sont pas encore exactement connues car leurs dispositions réciproques actuelles résultent des effets de l'orogénèse alpine.

Pour la plupart des auteurs, à la suite d'E. ARGAND, la série de Valpelline est inférieure à la série d'Arolla et serait plus ancienne. Dernièrement, BADOUX (1967) a émis l'hypothèse que la série d'Arolla pourrait représenter la base granitisée de celle de Valpelline. Pour diverses raisons, cette dernière hypothèse nous semble toutefois assez peu probable. Dans l'état actuel de nos connaissances concernant la lithologie, la tectonique et le métamorphisme de ces séries, il paraît plus logique d'admettre que la série d'Arolla est d'âge hercynien (voir chap. suivant) et que celle de Valpelline lui est antérieure (Paléozoïque inférieur?).

L'Austro-alpin supérieur n'est pas représenté dans les Alpes occidentales. Néanmoins, il nous paraît essentiel d'en parler succinctement car son «cristallin ancien» présente un grand intérêt.

Le cristallin de la *nappe de la Silvretta*, en particulier, est fort complexe et représente une immense lame charriée sous laquelle apparaissent les fenêtres de la Basse-Engadine et de Gargellen.

On y distingue de séries d'origine sédimentaire (paragneiss, amphibolites, quartzites, etc.) métamorphosées dans les conditions du faciès amphibolite et plus ou moins migmatisées, englobant des noyaux de granito-gneiss dont les faciès à cordiérite pinitisée – le granite du Mönchalp par exemple – rappellent ceux du massif des Aiguilles-Rouges. Les données géochronométriques actuellement disponibles (GRAUERT 1966, CHESSEX et al. 1964 et résultats inédits) nous font penser que l'évolution de ces phénomènes (métamorphisme primitif, migmatisation, anatexie partielle) remonte au Précambrien supérieur ou à la base du Paléozoïque.

Ce cristallin a ensuite subi une granitisation extensive, il y a environ 430 Ma⁴⁾ (Silurien), avec mise en place des granites de «type *Flüela*». Cet âge a été mis en évidence par GRAUERT (1966) grâce à des déterminations par la méthode Rb⁸⁷/Sr⁸⁷ sur des «roches totales».

La formation des granites aplitiques de «type *Frauenkirch*» ainsi que la transformation de tous ces granites en orthogneiss remonte au Carbonifère, dans une période comprise entre 350 et 290 Ma (orogénèse varisque ou hercynienne).

On constate donc que l'on peut tirer de l'étude du cristallin «ancien» de la nappe de la Silvretta comme de celui du massif des Aiguilles-Rouges des conclusions identiques : Une partie importante de leurs schistes cristallins dérive d'une série d'âge paléozoïque inférieur comprenant probablement des noyaux plus anciens (Précambrien).

⁴⁾ Ma = millions d'années.

brien supérieur); cet ensemble a été métamorphisé et migmatisé au cours de deux phases distinctes au moins, celle d'âge silurien ayant largement précédé les plissements hercyniens d'âge carbonifère.

Le cristallin «hercynien»

Massifs cristallins externes

Il y a déjà un certain nombre d'années que P. et C. BORDET ont mis en évidence dans les massifs cristallins externes, et plus particulièrement dans le massif de Belledonne (Alpes françaises), la présence de deux, voire trois séries typiques – «séries satinée, verte et brune» – qui seraient continues et que l'on pourrait suivre sur de longues distances.

A l'occasion d'un travail de thèse, l'un de nous (R.L.) a étudié l'extrémité méridionale de la chaîne des *Aiguilles-Rouges* où il a retrouvé les séries «satinée» et «verte» de P. et C. BORDET, décrit leurs principaux caractères et montré qu'elles viennent buter contre le môle cristallin «ancien» constituant la partie centrale de la chaîne, tel que nous l'avons décrit dans les pages précédentes.

Pour cet auteur (LAURENT 1967), les séries de l'extrémité méridionale des Aiguilles-Rouges proviennent du métamorphisme d'une *séquence géosynclinale unique*, d'âge dévonien à carbonifère inférieur probablement, constituée de séries sédimentaires schisto-gréseuses et d'un complexe volcanique de type ophiolitique. Cette séquence géosynclinale a été métamorphisée durant la phase majeure de l'orogénèse hercynienne (Carbonifère inférieur à moyen), sous une profondeur de 8–12 km environ. Les principales caractéristiques de ces schistes cristallins sont:

- a) Une histoire monocyclique, caractérisée par une seule phase de métamorphisme. Ce métamorphisme fondamental, d'âge hercynien, a été accompagné de cataclase et suivi d'une rétro-morphose dans des conditions épizonales.
- b) Une structure isoclinale N–S en blocs limités par des plans de cisaillement longitudinaux et subverticaux.
- c) Un métamorphisme de caractère mésozonal à épizonal inférieur (faciès amphibolite à albite et épidote), montrant que le niveau stratigraphique de cette séquence est plus élevé que celui des séries de «type Aiguilles-Rouges».

Du point de vue pétrographique, on distingue:

1. Les «séries de Saint-Gervais et des Aiguillettes», anciennes séries schisto-gréseuses d'origine sédimentaire.
2. La «série de Prarion-Pormenaz», qui est hétérogène, avec une unité inférieure dérivant de roches volcaniques de composition basaltique ou connexe, une unité supérieure apparaissant comme une série d'anciens silts argilo-gréseux et une unité moyenne se présentant comme un terme évolutif intermédiaire.

Ces séries cristallophylliennes ont des caractéristiques identiques à celles de Belledonne décrites par P. et C. BORDET. Leurs relations sont les suivantes:

Série de Saint-Gervais	(LAURENT) = Série satinée externe (P. et C. BORDET)
Série de Prarion-Pormenaz	(LAURENT) = Série verte (P. et C. BORDET)
Série des Aiguillettes	(LAURENT) = Série satinée interne (P. et C. BORDET)

L'extrémité méridionale des Aiguilles-Rouges représente ainsi la parfaite continuation du massif de Belledonne vers le Nord et elle appartient géologiquement à cette chaîne. Mais, par son histoire (monocyclique), sa structure tectonique, son métamorphisme et sa pétrographie, elle diffère fondamentalement du dôme anticlinal de cristallin «ancien» qui constitue la partie centrale et septentrionale des Aiguilles-Rouges.

Notons encore que l'on connaît d'épais niveaux conglomératiques métamorphiques, interstratifiés dans cette séquence cristallophyllienne hercynienne en différents points des massifs de Belledonne, des Grandes-Rousses et du Vieux-Chaillol (BORDET 1961, VUAGNAT 1964, KRUMMENACHER et al. 1965). Leurs éléments sont surtout représentés par différents types de granites, de migmatites et de gneiss; ils constituent ainsi une excellente indication complémentaire d'une phase orogénique importante ayant précédé le dépôt des séries en question. On remarquera que leurs éléments ont tous les caractères pétrographiques du cristallin «ancien».

Pennique: Nappes du Pennique valaisan, massifs cristallins internes des Alpes franco-italiennes

Dans les *nappes penniques inférieures* (nappes simplio-tessinoises), la recristallisation alpine extrêmement poussée n'a guère permis, jusqu'à maintenant, d'éclaircir l'histoire ancienne de ces unités. Signalons simplement que les zircons de quelques gneiss granitiques (coupole de Verampio, nappe d'Antigorio), datés par la méthode du «plomb total», ont tous donné des âges hercyniens, voisins de 300 Ma (BUCHS et al. 1962, CHESSEX et al. 1964).

Le cœur de la *nappe du Grand Saint-Bernard* est formé par des roches profondément recristallisées connues sous le nom de «*gneiss de Randa*» qui affleurent principalement en Haut-Valais, dans les vallées de Saas et de Saint-Nicolas. Il s'agit probablement en grande partie d'un ancien granite transformé en gneiss granitique lors de l'orogénèse alpine. Les zircons de deux spécimens représentatifs ont donné des âges «plomb total» de 337 et 350 Ma (Carbonifère inférieur), ce qui prouve que leur cristallisation a eu lieu lors de l'orogénèse hercynienne. Nous avons également obtenu des âges voisins sur des granito-gneiss provenant des nappes penniques grisonnes (nappes de l'Adula et de Tambo-Suretta).

Une grande partie du cristallin métamorphique de la nappe du Grand Saint-Bernard est constitué par les «*schistes de Casanna*», extension du terme donné primitivement par THEOBALD, au siècle dernier, à des séries appartenant à l'Austro-alpin moyen. Depuis le travail de WEGMANN (1923), on a pris l'habitude de distinguer:

- a) Les «schistes de Casanna supérieurs», qui sont fort probablement d'âge permocarbonifère et dont nous reparlerons plus loin;
- b) les «schistes de Casanna inférieurs», d'âge carbonifère et plus ancien probablement. Cette série, à caractère eugéosynclinal typique, est caractérisée par l'abondance des niveaux de «roches vertes» (ophiolites).

Les «schistes de Casanna inférieurs» sont constitués principalement par des gneiss et des schistes albitiques chlorito-sériciteux. Les roches vertes intercalées sont essentiellement des roches basiques et ultrabasiques (gabbros, diabases, tufs, serpentinites, etc.) transformées en prasinites, ovardites, schistes à épidote, actinote, glaucos-

phane, etc., toutes roches appartenant au faciès schiste vert. Relevons la présence, en quantité moindre, de schistes à chloritoïde, à grenat, à graphite ainsi que des niveaux de roches grossièrement détritiques (arkoses, conglomérats, etc.).

Il nous paraît particulièrement intéressant de relever la similitude pétrographique entre cette série et la séquence «séries satinée et verte» du massif de Belledonne et de l'extrémité Sud des Aiguilles-Rouges.

En ce qui concerne l'âge de ces «schistes de Casanna» de la nappe du Grand-Saint-Bernard, nous ne voulons pas reprendre cette question en détail et renvoyons le lecteur aux excellents travaux d'OULIANOFF (1955) et de SCHAEER (1960) qui expriment des opinions opposées. Le premier opte, à la suite de DAL PIAZ et de STAUB, pour un âge très ancien, précambrien tandis que le second, suivant ARGAND, WEGMANN et ELLENBERGER pense que la plus grande partie de cette série est d'âge paléozoïque supérieur et, par conséquent, liée au cycle hercynien. Nos conclusions, basées sur des analogies de faciès (similitude avec les séries de Belledonne – partie Sud des Aiguilles-Rouges), des mesures géochronométriques (âge des «gneiss de Randa» et roches connexes) ainsi que sur des observations de terrain, rejoignent celles de ces derniers auteurs.

Les «schistes de Casanna inférieurs», par leur pétrographie, leur position stratigraphique (âge) et leur degré de métamorphisme, peuvent être considérés comme l'équivalent des «séries satinée et verte» des massifs cristallins externes. Ils doivent se poursuivre au Sud, c'est à dire en France, dans la zone Briançonnaise interne de Vanoise-Mont Pourri.

Dans la nappe du *Mont-Rose*, l'équivalent de cette série est peut-être représenté par un complexe de schistes albito-chloritiques qui enveloppe les noyaux de cristallin «ancien» et sépare la base de la nappe de sa couverture sédimentaire.

Sur la coupole du massif du *Grand-Paradis*, il semble que l'on ne trouve aucune trace de séries analogues à celle des «schistes de Casanna inférieurs», riches en roches vertes, soit que de telles séries ne s'y soient jamais déposées, soit encore qu'elles aient été décollées et recouvertes, dans l'ensellement entre Dora-Maira et Grand-Paradis, par la masse énorme des formations mésozoïques de roches vertes et Schistes lustrés piémontais. Il est également possible qu'elles soient présentes sous un autre faciès.

Par contre, dans le massif de Dora Maira, on connaît, à côté du cristallin plus ancien, une série comparable aux précédentes et constituée par les conglomérats, schistes et gneiss graphiteux de Pignerol.

Les âges «plomb total» obtenus sur des zircons de granito-gneiss du cœur de la coupole du Grand-Paradis, 301 et 350 Ma, prouvent que, comme dans les nappes penniques, la granitisation est liée à l'orogénèse hercynienne.

Domaine austro-alpin

Ainsi que nous l'avons déjà mentionné, le domaine des «schistes de Casanna s. s.» est situé dans l'Austro-alpin des Grisons.

Le cristallin des nappes d'*Err-Bernina* (Austro-alpin inférieur), fort épais (1000 à 3000 m) est constitué en partie par des «schistes de Casanna inférieurs»: gneiss et schistes amphibolo-chloriteux, etc.

Dans l'Austro-alpin moyen, on trouve encore, au sommet de la série cristallophyllienne de la nappe de *Campo*, une séquence de «schistes de Casanna inférieurs»: gneiss et micaschistes chloriteux et graphiteux. Dans cette même série, on observe parallèlement l'apparition graduelle d'amphibolites.

Par contre, plus à l'Ouest, dans la *nappe de la Dent-Blanche*, il n'y a pas de série de type «schistes de Casanna». La série de Valpelline ne peut être assimilée à des «schistes de Casanna» catamétamorphiques et la série d'Arolla est constituée en grande partie de roches acides d'origine ignée. Cette dernière appartient indubitablement au cycle hercynien. En effet, des datations effectuées sur des zircons de quatre échantillons de granite à hornblende et de «gneiss d'Arolla» ont donné des résultats compris entre 258 et 330 Ma.

Toutefois, dans l'unité de la *Roussette*, qui fait partie de la nappe de la Dent-Blanche s.l. dont elle forme une grande écaille basale, on observe, au-dessus d'une série de gneiss leucocrate (orthogneiss?), une séquence de type «schistes de Casanna inférieurs» caractérisée par une alternance de roches vertes (prasinites, schistes à amphibole, chlorite, épidote) et de paragneiss et schistes chloritosériciteux.

Ainsi, en allant d'Ouest en Est, on constate que des séries de type «schistes de Casanna» caractérisent des éléments structuraux de plus en plus élevés dans l'édifice alpin (du Pennique moyen en Valais jusqu'à l'Austro-alpin moyen dans les Grisons).

Dans l'Austro-alpin supérieur (nappe de la Silvretta), il n'y a plus de séries analogues à celles des «schistes de Casanna». On observe toutefois un développement important, dans la série cristallophyllienne, de masses d'amphibolites dont certaines montrent encore des structures gabbroïques reliques et correspondent donc à d'anciennes intrusions basiques. Il est possible qu'il y ait, comme dans les massifs cristallins externes, deux cycles différents de roches vertes:

- a) Un cycle rattachable au cristallin «ancien» (avec termes équivalents aux amphibolites et éclogites du Lac Cornu, série des Aiguilles-Rouges);
- b) un cycle rattachable à ce que nous avons appelé le cristallin «hercynien» (avec termes comparables à ceux des «séries verte et satinée) des massifs cristallins externes et des schistes de Casanna» des domaines pennique et austro-alpin).

Les granites carbonifères

Massifs cristallins externes

Lors de l'orogénèse hercynienne, entre la Carbonifère inférieur et supérieur, il y a eu mise en place, par granitisation et intrusion, d'un certain nombre de massifs (batholites, stocks, etc.) granitiques.

Depuis un certain nombre d'années, nous nous sommes attachés à établir la chronologie de ces manifestations plutoniques. En particulier, y a-t-il plusieurs générations de granites, sont-ils tous d'âge carbonifère ou y en a-t-il de permien, ou d'anté-hercynien?

Les datations que nous avons effectuées, par la méthode du «plomb total», sur des zircons de granites des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges (granites de Vallorcine, de Pormenaz, des Montées-Pélissier et de Megève) nous font conclure qu'ils appartiennent tous à la même période orogénique (l'orogénèse hercynienne

s.s.) et que leur mise en place remonte au Carbonifère (moyenne des âges portant sur 14 résultats: 302 Ma, σ^5) = 59 Ma).

Il est cependant évident que leur formation a pu s'échelonner dans un intervalle de temps relativement important, couvrant pratiquement tout le Carbonifère inférieur et moyen. Il ne semble pas y avoir eu d'activité plutonique importante durant le Permien (phase saalienne de Stille = phase allobrogiennne de Lugeon). Durant l'orogénèse alpine, ces granites ont été affectés à des degrés divers, mais seul le granite du massif du Mont-Blanc a subi une remobilisation pouvant être importante (les micas de la «protogine» du Mont-Blanc donnent un âge alpin tandis que ceux du granite de Vallorcine donnent un âge hercynien, autant par la méthode K-A que par la méthode Rb-Sr).

Les datations effectuées sur les principaux granites des massifs de Belledonne, des Grandes-Rousses et du Pelvoux (Savoie et Dauphiné, France) prouvent également qu'ils sont d'âge hercynien (moyenne des âges portant sur 13 résultats: 316 Ma, $\sigma = 88$ Ma).

Domaine pennique

Nous avons déjà mentionné que les noyaux des nappes penniques valaisannes et des massifs cristallins internes étaient constitués, en grande partie, par des migmatites et granites hercyniens affleurant actuellement sous forme de gneiss granitiques.

Il n'y a toutefois guère que dans la nappe du Mont-Rose que l'on puisse voir un granite franc, de type intrusif, qui n'ait pas été ultérieurement transformé en orthogneiss. Les zircons de ce granite ont donné un âge «plomb total» de 362 Ma.

Domaine austro-alpin

La plus grande partie de la série d'Arolla (nappe de la Dent-Blanche) est constituée par un granite calco-alkalin à hornblende localement mylonitisé («arkésine») ou transformé en orthogneiss («gneiss d'Arolla»). Les résultats de trois déterminations d'âges obtenus par la méthode du «plomb total», compris entre 258 et 330 Ma, nous font admettre que ce granite est hercynien.

Les âges obtenus sur les granites des nappes austro-alpines grisonnes (Tasna, Err, Bernina) donnent la preuve qu'ils sont également liés à l'orogénèse hercynienne (4 résultats compris entre 260 et 369 Ma).

Dans la nappe de la Silvretta (Austro-alpin supérieur), par contre, il semble que l'essentiel des roches granitiques (granito-gneiss de «type Fluela») soit anté-hercynien. Une remobilisation importante – formation de gneiss granitiques de «type Frauenkirch»; recristallisation des biotites qui donnent des âges hercyniens – a toutefois affecté une partie du cristallin au Carbonifère.

Le Permo-carbonifère

Une remontée générale du bâti cristallin a suivi la phase majeure de l'orogénèse hercynienne en provoquant le changement des conditions de dépôt et l'installation

⁵) σ = écart type.

d'un régime continental qui se poursuivra jusqu'au début du Mésozoïque. Pour le socle, cette longue période se caractérise par une tectonique cassante; un style en «horst et graben» se superpose aux structures plus anciennes.

Les formations permo-carbonifères, qui ont une origine continentale semblable (sédiments détritiques ou dérivant de produits volcaniques acides), sont discordantes sur le socle et ne sont que peu ou pas métamorphiques. Les variations latérales de faciès et d'épaisseur sont rapides; de plus, la rareté des fossiles est de règle. Schématiquement, on peut les répartir en deux grands groupes (faciès):

- Le Carbonifère supérieur
- Le Permien

Le Carbonifère supérieur

Les massifs cristallins externes

Dans la chaîne des Aiguilles-Rouges, l'un de nous (LAURENT 1967) a distingué deux formations:

- a) «*Formation finement détritique*» (Westphalien D – Stéphanien inférieur) fossilifère, à sédimentation schisteuse noire prédominante. On la trouve aussi bien en «racines» pincées dans le socle qu'en écaillles discordantes. Ces affleurements se suivent, avec les mêmes caractéristiques, de la Méditerranée à la Suisse centrale (massif de l'Aar), indiquant par là qu'il s'agissait vraisemblablement d'un ancien grand bassin, à remplissage relativement homogène, dont les gisements sont aujourd'hui démantelés tectoniquement et fortement érodés.
- b) «*Formation grossièrement détritique ou formation de Pormenaz*» (Stéphanien supérieur?); elle se caractérise par une sédimentation conglomératique et grésosarkosique claire. Ce type de formation repose en discordance sur la précédente et correspond à des bassins essentiellement locaux, de faible étendue, dans lesquels les variations de faciès et d'épaisseur sont particulièrement rapides: anciens lacs ou deltas à sédimentation entrecroisée, chenaux, etc.

Ces deux formations carbonifères sont séparées par une phase secondaire de l'orogénèse hercynienne, phase que LAURENT a appelée «phase de Pormenaz I», du nom de la localité où on l'observe avec évidence. Cette phase, bien que secondaire par rapport à la phase majeure liée à la granitisation et au métamorphisme hercyniens, est néanmoins importante; elle a, en effet, provoqué l'enracinement d'une partie de la «formation finement détritique» et son dynamométamorphisme (ardoises). Ces caractères ne peuvent en aucun cas être attribués à des phases orogéniques plus tardives puisque la «formation grossièrement détritique», qui lui est directement superposée, n'est ni dynamométamorphisée ni enracinée; elle présente au contraire des structures sédimentaires parfaitement conservées et affleure en placages légèrement plissés sur le socle.

La zone houillère

Cette zone jalonne sur 300 km la bordure externe du domaine pennique; elle est continue depuis les Alpes ligures (région de Savona) jusqu'en Valais (région de Sierre) et constitue certainement une unité indépendante dans le domaine pennique. Elle est

d'ailleurs séparée, sporadiquement, de la nappe du Grand-Saint-Bernard par une zone triasique.

FABRE et al. (1955) ont montré qu'il fallait subdiviser ce Houiller en deux parties: à la base, des dépôts anthracifères, d'âge namurien à stéphanien inférieur, surmontés en discordance par des dépôts d'âge stéphanien moyen à autunien (?), à gros conglomérats polygéniques transgressant sur les différents termes sous-jacents.

On trouverait donc ici, trait pour trait, une stratigraphie du Carbonifère supérieur identique à celle des massifs cristallins externes de type Aiguilles-Rouges.

Pennique: nappe du Grand-Saint-Bernard et zones plus internes

Le faciès du «Houiller productif» d'âge carbonifère supérieur disparaît complètement lorsqu'on quitte la zone houillère pour pénétrer dans les parties plus internes de l'arc alpin.

Notons cependant que la bordure interne de cette zone est jalonnée par toute une série de formations détritiques locales – séries conglomératiques du Laget, de Thyon, d'Hérémece, de la Dent de Nendaz – qui rappellent beaucoup la «formation grossièrement détritique» (Stéphanien supérieur?) des Aiguilles-Rouges; elles font partie du Permo-carbonifère de la nappe du Grand-Saint-Bernard.

Le Permien

Contrairement au Carbonifère supérieur (faciès «Houiller productif»), on trouve du Permien tant dans les massifs cristallins externes que dans les domaines pennique et austro-alpin.

Dans la partie externe de l'arc alpin, là où existe le «faciès houiller», on distingue par endroits un Permien inférieur, plus ou moins concordant avec le Carbonifère supérieur («synclinal de Salvan» des Aiguilles-Rouges et zone houillère) d'un Permien supérieur passant graduellement au Trias inférieur.

Dans les parties plus internes, il y a du Permien qui, dans l'état actuel de nos connaissances n'est pas subdivisible mais passe, de la même manière (sans solution de continuité) au Trias inférieur (quartzites du Werfénien).

Hautes Alpes calcaires et massifs cristallins externes

La base de la couverture sédimentaire du massif du Gotthard, charriée sur l'Avant-pays (nappes de Glaris et de Mürtschen), est constituée par une masse de plus de 1000 m d'épaisseur de Permien supérieur.

Il s'agit d'un complexe volcano-détritique de couleur bigarrée, comprenant des grès arkosiques, des conglomérats et des schistes associés à des coulées et à des intrusions volcaniques: porphyres quartzifères, spilites, kéraatophyres, etc. On a donné à cet ensemble le qualificatif de «faciès du Verrucano».

Dans les massifs cristallins externes, le Permien ne s'est pas déposé dans les anciens bassins carbonifères mais en tapissage sur certains plans structuraux ou en bordure immédiate des massifs (piedmonts: région de Saint Gervais-Mégève, Allevard, dôme de Barrot, etc.). Le «synclinal de Salvan», dans les Aiguilles-Rouges, fait exception à cette règle, à moins que son «Permien» ne soit qu'un faciès particulier, versicolore ou rubéfié, de Carbonifère supérieur.

Pour résumer l'histoire permienne des massifs cristallins externes, on peut, par exemple, se référer à ce que l'on observe dans la région de Saint Gervais-Mégève, entre les massifs de Belledonne et des Aiguilles-Rouges. Cette histoire se décompose en trois périodes :

1. Permien inférieur: La région subit une profonde altération conduisant à la formation d'un sol ferrugineux et siliceux (poches sidérolithiques).
2. Permien inférieur à moyen: Le sol ancien est décapé par l'érosion; les matériaux du manteau de décomposition du socle cristallin s'ammoncellent aux pieds des massifs et sont progressivement silicifiés (formation des jaspes de Saint Gervais).
3. Permien supérieur à Trias inférieur: Après un rajeunissement du relief, les sédiments précédemment déposés sont remaniés (galets de jaspe) et resédimentés; ils constituent la base d'une série permotriasique alimentée d'autre-part par des apports frais et des produits volcaniques ou subvolcaniques (porphyres quartzifères). Au fur et à mesure que le matériel hérité s'épuise et que les apports de matériaux frais augmentent, le faciès bigarré fait place à celui des grès-quartzites du Trias inférieur.

La zone houillère

Dans la zone houillère, le Carbonifère supérieur semble suivi localement par une formation détritique et versicolore attribuée au Permien inférieur. Celle-ci est surmontée à son tour en discordance par du Permien supérieur à «faciès Verrucano», comprenant des conglomérats, des grès et des pélites associés à des coulées volcaniques (rhyolites, andésites et dacites); elle passe vers le haut aux quartzites du Trias inférieur.

Nappe du Grand Saint-Bernard et massifs cristallins internes

Dans la nappe du *Grand Saint-Bernard*, le Permien est représenté :

- a) Dans la partie frontale de la nappe, par les faciès détritiques, schisteux et dolomitiques («Verrucano») du Permo-carbonifère (VALLET 1950, CALAME 1954). Il est impossible, dans ces formations stériles, de tracer une limite précise entre Carbonifère et Permien. Le métamorphisme est nul ou faible.
- b) Dans les zones plus internes, par la formation des «schistes de Casanna supérieurs». Rappelons que, pour certains géologues, l'ensemble des «schistes de Casanna» seraient précambriens, ce qui nous paraît improbable. Sur la base de toutes les observations faites à ce jour, il est plus logique d'admettre que les «schistes de Casanna supérieurs» sont d'âge permo-carbonifère; on peut même penser qu'ils sont, dans leur plus grande partie, d'âge permien.

Les «schistes de Casanna supérieurs» sont des roches monométamorphiques (SCHAER 1960) qui ont recristallisé, lors de l'orogénèse alpine, dans les conditions du faciès schiste vert (sous-faciès à chlorite). Il s'agit, pour l'essentiel, d'un complexe quartzo-phylliteux (schistes, grès, conglomérats) dans lequel les quartzites albitiques sérécito-chloriteux sont dominants; il s'y intercale des bancs de porphyre quartzifère. La nature détritique de l'ensemble ne fait pas de doute, mais il s'y mêle une composante volcanique acide plus ou moins importante et remaniée, expliquant l'abon-

dance de l'albite dans de nombreux niveaux. Par enrichissement en quartz et appauvrissement en phyllites, les «schistes de Casanna supérieurs» passent aux quartzites werféniens.

Les formations caractérisées par ces roches affleurent particulièrement bien entre le val d'Hérens et le val de Bagnes (Bas-Valais) où elles ont été étudiées par WEGMANN (1923), VALLET (1950) et SCHAER (1960).

La couverture permo-carbonifère des *massifs cristallins internes* est caractérisée par la formation des «*Gneiss Minuti*» (AMSTUTZ 1962). Selon cet auteur, il s'agit de gneiss albitiques à grain plus ou moins fin, provenant en grande partie de la recristallisation de produits (tufs et ignimbrites) d'un volcanisme rhyodacitique de type explosif. Ils couvrent une portion considérable du domaine pennique et en représenterait la «*couverture post-orogénique hercynienne*». ELTER (1960) et BERTRAND (1965) ont observé, dans la région du Grand-Paradis, que ces «Gneiss Minuti» passent progressivement, eux-aussi, aux quartzites

Ainsi, on observe dans le domaine pennique, sous un faciès différent (ayant notamment été soumis au métamorphisme alpin), l'équivalent des séries volcano-détritiques du Verrucano de Glaris ou du Permien des massifs cristallins externes et de la zone houillère.

Domaine austro-alpin

Après avoir franchi les Pennides, nous retrouvons dans le domaine interne de l'Austro-alpin les faciès «Verrucano» des zones externes.

En effet les noyaux cristallins des nappes austro-alpines sont fréquemment recouverts par des conglomérats quartzitiques, des dolomies sableuses et des quartzites permien dans lesquels s'interstratifient des coulées de porphyres quartzifères verts, rouges ou noirs. Ces formations représentent la base permo-werfénienne de la couverture sédimentaire alpine.

Dans la nappe de la Dent-Blanche, HAGEN (1948) place dans le Permocarbone des niveaux de quartzites et de brèches à faciès «Verrucano». Ils ne forment toutefois qu'une portion infime de l'ensemble.

Ainsi se termine notre tour d'horizon stratigraphique du Paléozoïque de la partie occidentale des Alpes. Nous allons maintenant tenter d'en dégager les lignes évolutives générales.

Conclusions

Le socle des Alpes occidentales s'est constitué par étapes au cours des temps géologiques.

Du Précambrien, on ne sait presque rien, si ce n'est qu'un socle granité et érodé, dont certains éléments ont été plus ou moins conservés (la «série de Fully» dans le massif des Aiguilles-Rouges, par exemple), a nourri la sédimentation des séries paléozoïques.

Au Paléozoïque, l'histoire de ce socle est caractérisée par un métamorphisme régional polycyclique et lié, semble-t-il, non seulement à l'orogénèse hercynienne mais également à une phase plus ancienne remontant probablement au Silurien. Les séries cristalloyphylloïennes polymétamorphiques, d'âge paléozoïque inférieur, ont donc évolué dans un niveau profond de l'écorce terrestre avant le début du Carbonifère

déjà; migmatisées et granitisées, elles ont été partiellement incorporées à l'infrastructure.

Ensuite se sont déposées des séries géosynclinales, d'âge dévonien à carbonifère inférieur, schisto-gréseuses, avec conglomérats de base sporadiques, entrecoupées d'épisodes volcaniques importants de type ophiolitique («séries verte et satinée» des massifs cristallins externes, «schistes de Casanna inférieurs» des domaines pennique et austro-alpin). Pendant la phase majeure de l'orogénèse hercynienne – c'est-à-dire entre le Carbonifère inférieur et supérieur – ces séries ont été métamorphosées dans un niveau épizonal à mésozonal (faciès schiste vert à amphibolite à albite et épidote), tandis que les séries cristallophylliennes du socle, plus anciennes et plus profondes, ont été reprises (second métamorphisme).

Le plissement hercynien a été suivi de la mise en place d'un chapelet de granites carbonifères et d'une remontée générale du bâti. Cette remontée du socle et sa stabilisation témoignent d'une tectonique brisante: Forte cataclase avec naissance d'un réseau serré de failles (style en «horst et graben»), dont les plus importantes servirent de conduits d'alimentation au volcanisme acide caractérisant le régime continental des temps permo-carbonifères.

On remarquera à ce propos que le domaine pennique, avec ses faciès permo-carbonifères («schistes de Casanna supérieurs», «gneiss minuti»), différents du Carbonifère supérieur et du Permien à «faciès Verrucano» tels qu'on les connaît dans les massifs cristallins externes et la zone houillère, s'est déjà nettement individualisé durant le Paléozoïque supérieur, donc bien avant le cycle alpin proprement dit.

Cette synthèse succincte permet de dégager un schéma général montrant une évolution régulière des phénomènes dans le temps et dans l'espace:

1. Migmatisation – à plus ou moins grande profondeur dans l'écorce terrestre; les données géochronométriques permettent de penser que ce phénomène remonte au Silurien (400–450 Ma), c'est-à-dire qu'il est contemporain de l'édification de la chaîne calédonienne dans le Nord de l'Europe.
2. Volcanisme ophiolitique géosynclinal, d'âge vraisemblablement dévonien à carbonifère inférieur.
3. Granitisation – à profondeur moyenne dans l'écorce terrestre (entre 8 et 15 km probablement), liée à l'orogénèse hercynienne, d'âge carbonifère moyen.
4. Volcanisme acide, explosif et continental, d'âge permien.

Ce cycle – *migmatisation, granitisation et volcanisme acide* – intéresse les matériaux sialiques continentaux, si l'on excepte le volcanisme ophiolitique engendré par les apports simiques le long des distensions et fracturations de l'écorce et lié aux processus guidant l'évolution du géosynclinal.

Migmatisation, granitisation et volcanisme acide dans l'ordre. Le point de départ de toute l'évolution est la migmatisation, qui a demandé des conditions physico-chimiques particulières aux grandes profondeurs de l'écorce, phénomène que l'on est en droit de considérer comme le moteur de tous les autres. C'est la fusion partielle ou totale, par ultramétamorphisme, des parties profondes de l'orogène qui a engendré les magmas granitiques. Leur ascension successive, dans le temps et l'espace, a conduit à la mise en place des granites carbonifères puis, en atteignant la surface, au volcanisme acide du Permien.

Ainsi, la formation des migmatites a représenté le point crucial à partir duquel tout s'est enchaîné et a découlé secondairement. Les plissements hercyniens et alpins s'inscrivent dans une évolution dont l'origine remonte au Paléozoïque inférieur ou même au Précambrien.

C'est sans illusions, la nature échappant à tout cadre rigide, que nous avons tenté de faire le point, de mettre en évidence certaines analogies et de dégager les grandes lignes de l'évolution géologique du domaine alpin occidental pendant le Paléozoïque. Dans l'état actuel de nos connaissances, cette histoire apparaît déjà longue et complexe; elle reste néanmoins encore très fragmentaire et nous sommes sûrs que, par les études futures, de nouvelles pages en seront déchiffrées.

REMERCIEMENTS

Nous remercions le Prof. M. Vuagnat qui a bien voulu revoir notre texte et nous faire part de ses critiques judicieuses et exprimons notre gratitude au Fonds national suisse pour la recherche scientifique pour son aide financière.

BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ A. (1962), *Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques autres espaces au Sud d'Aoste*, Archs Sci., Genève 15, 1.
- ARGAND E. (1934), *La zone pennique*, Guide géol. Suisse 3.
- BADOUX H. (1967), *Géologie abrégée de la Suisse*, Guide géol. Suisse 1.
- BEARTH P. (1952), *Geologie und Petrographie des Monte Rosa*, Mat. carte géol. Suisse [NS] 96.
- BELLIÈRE J. (1958), *Contribution à l'étude pétrographique des schistes cristallins du massif des Aiguilles-Rouges (Haute-Savoie)*, Mém. Soc. géol. Belg. 1.
- BERTRAND J. M. L. (1965), *Données nouvelles sur la géologie de la partie française du massif du Grand-Paradis (Haute-Maurienne)*, C. r. Acad. Sci. 260, 6405.
- BORDET C. (1961), *Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises)*, Mém. carte géol. France.
- CALAME J.-J. (1954), *Etude géologique de la région de Nendaz (Valais)*, Thèse, Genève.
- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D., VUAGNAT M. (1964), *Nouvelles déterminations d'âges «plomb total» sur des zircons alpins*, Bull. suisse Minéral. Pétrogr. [2] 44, 43.
- CHESSEX R., DELALOYE M., BORDET P. (1967), *Âges «plomb total» déterminés sur des zircons des massifs des Maures et de l'Esterel (France)*, C. r. Archs Sci, Genève, sous presse.
- ELLENBERGER F. (1958), *Etude géologique du Pays de la Vanoise*, Mém. carte géol. France.
- ELTER G. (1960), *La zona pennidica dell'alta e media valle d'Aosta et le unità limitrofe*, Mem. Ist. geol. miner. Univ. Padova 22 113.
- FABRE J., FEYS R., GREBER C. (1955), *L'importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales*, Bull. Soc. géol. Fr. 5, 235.
- FAURE-MURET A. (1955), *Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires*, Mém. carte géol. Fr.
- GRAUERT B. (1966), *Rb-Sr Age Determinations on Orthogneisses of the Silvretta*, Earth Planetary Sci. Letters 1, 139.
- HAGEN T. (1948), *Geologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dent-Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheillon und Ferpècle (Wallis)*, Mat. carte géol. Suisse [NS] 90.
- HALLER J., KULP J. L. (1962), *Absolute Age Determinations in East Greenland*, Meddr. Grønland 171, 1.
- KRUMMENACHER D. (1959), *Le cristallin de la région de Fully*, Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 39, 151.
- KRUMMENACHER D., BORDET P., LE FORT P. (1965), *Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques*, Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 45, 855.
- LAURENT R. (1965), *Contribution à l'étude du Carbonifère de la montagne de Pormenaz (Aiguilles-Rouges, Haute-Savoie)*, Archs Sci., Genève 18, 133.
- LAURENT R. (1967), *Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles-Rouges (Haute-Savoie)*, Thèse, Genève, sous presse.

- LAURENT R., CHESSEX R., DELALOYE M. (1967), *La méthode géochronométrique du «plomb total» appliquée à l'étude géologique des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges*, Colloque datation par radioactivité, Monaco, sous presse.
- MICHEL R. (1953), *Les schistes cristallins des massifs du Grand-Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes)*, Sci. de la Terre, Nancy 1/3-4.
- OULIANOFF N. (1944), *Les anciens massifs du Mont-Blanc et de l'Aar et l'orogénèse alpine*, Eclogae Geol. Helv. 37, 31.
- OULIANOFF N. (1955), *Note concernant l'origine et le métamorphisme des «schistes de Casanna» massif du Métailler dans le Val de Nendaz en Valais*, Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 66, 77).
- PETERLONGO J. M. (1960), *Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais*, Annls Fac. Sci. Univ. Clermont 414.
- RUTTEN L. M. R. (1949), *Frequency and Periodicity of Orogenetic Movements*, Bull. Soc. Geol. Amer. 60, 1755.
- SCHAER J. P. (1960), *Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes*, Thèse, Neuchâtel.
- STAUB R. (1948), *Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge*. Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 28, 422.
- UMBGROVE J. H. F. (1947), *The Pulse of the Earth*, 2. ed. (Martinus Nijhoff, The Hague).
- VALLET J.-M. (1950), *Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du val d'Hérens et du val d'Hérémente*. Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 30, 322.
- VARDABASSO S. (1956), *La fasa sarda dell'orogenesi caledonica in Sardegna*, Geotekt. Symp. Festschr. Prof. H. Stille, 120.
- VIALETTE Y. (1962), *Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs de granites et de migmatites du Massif Central français*, Annls Fac. Sci. Univ. Clermont, 6/6.
- VUAGNAT M. (1964), *A propos de la série cristallophyllienne du Vieux-Chaillol (Hautes-Alpes)*, Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 44, 10.
- WEGMANN E. (1923), *Zur Geologie der Saint-Bernhard-Decke im Val d'Hérens (Wallis)*. Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat. 47, 3.

Manuscrit reçu le 5 septembre 1967