

<b>Zeitschrift:</b>	Eclogae Geologicae Helvetiae
<b>Herausgeber:</b>	Schweizerische Geologische Gesellschaft
<b>Band:</b>	79 (1986)
<b>Heft:</b>	3
<b>Artikel:</b>	La minéralisation en nickel et cobalt du Pipjitätlli (Turtmannatal, Valais)
<b>Autor:</b>	Sartori, Mario / Della Valle, Guy
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-165846">https://doi.org/10.5169/seals-165846</a>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 23.02.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

Eclogae geol. Helv.	Vol. 79	Nr. 3	Pages 685–703	Bâle, novembre 1986
---------------------	---------	-------	---------------	---------------------

# La minéralisation en nickel et cobalt du Pipjittälli (Turtmanntal, Valais)

Par MARIO SARTORI<sup>1)</sup> et GUY DELLA VALLE<sup>2)</sup>

## RÉSUMÉ

Une nouvelle minéralisation en nickel et cobalt a été découverte dans le Turtmanntal. Des observations d'ordre structural permettent de situer sa mise en place après les principales déformations alpines de cette région (Oligocène supérieur). L'étude minéralogique du minerai révèle l'association de skuttérudite et de gersdorffite, qui est confirmée par des analyses à la microsonde et aux rayons X. Les conclusions structurales et des données régionales permettent de considérer cette minéralisation comme issue de la remobilisation par le métamorphisme alpin de dépôts préexistants d'âge paléozoïque.

## ABSTRACT

A newly discovered nickel–cobalt vein from Turtmanntal (Valais) has been investigated. Structural evidence indicates an emplacement during late alpine deformations (Upper Oligocene). The main ore components are skutterudite and gersdorffite which show myrmekitic intergrowth. This is confirmed by both microprobe and X-ray analysis. Considering regional data the vein is assumed to result from remobilization by alpine metamorphism of preexisting paleozoic deposits.

## 1. Introduction

Le Val d'Anniviers et le Turtmanntal ont connu une activité minière à la fin du siècle passé. Ils recèlent notamment des minéralisations en nickel et cobalt qui ont donné lieu à de petites exploitations à Grand Praz, Gollyre, Colliou inférieur, Kaltenberg et Plantorin.

Un nouveau site a été découvert en 1982 par l'un de nous (MS) au cours d'un levé géologique. Il a fait l'objet d'une étude portant sur les observations de surface et l'examen d'échantillons, aucun travail de sondage ou d'exploitation n'ayant été effectué à ce jour.

## 2. Localisation

La minéralisation est située à l'extrémité du Turtmanntal (VS), à environ 1 km au sud-est du «Stausee» et à proximité de la Turtmannhütte (CAS) (fig. 1). Dominant un petit vallon latéral nommé Pipjittälli, elle affleure dans une falaise orientée au nord et recoupée par une faille subverticale à faible rejet qui détermine un cône d'éboulis caractéristique (fig. 2) (coord. 112.260/620.610, alt. 2635 m).

<sup>1)</sup> Institut de géologie de l'Université de Lausanne, Palais de Rumine, CH-1005 Lausanne.

<sup>2)</sup> Institut de minéralogie de l'Université de Lausanne, Palais de Rumine, CH-1005 Lausanne.

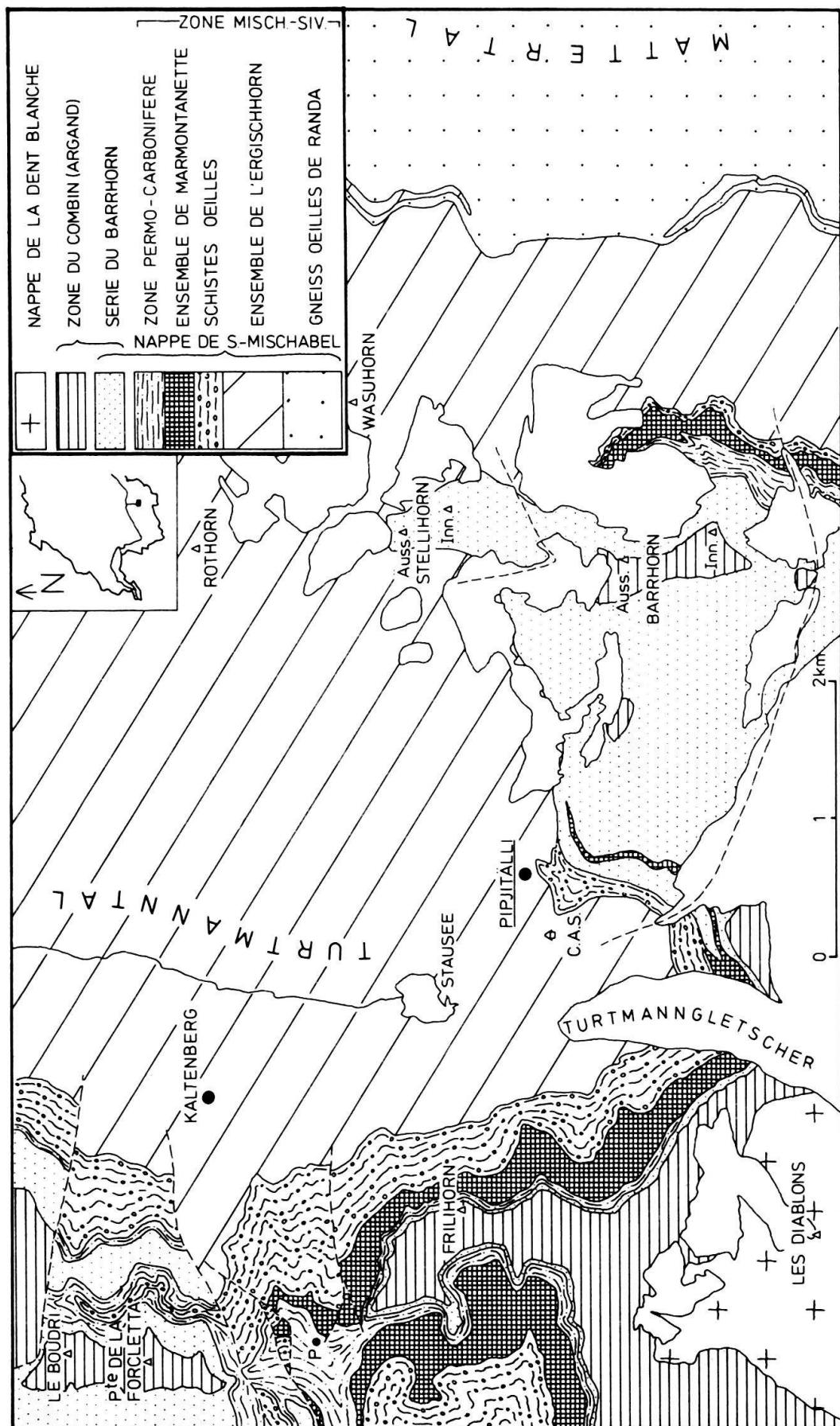


Fig. 1. Carte tectonique du haut-Turtmannal (P = Plantorin).

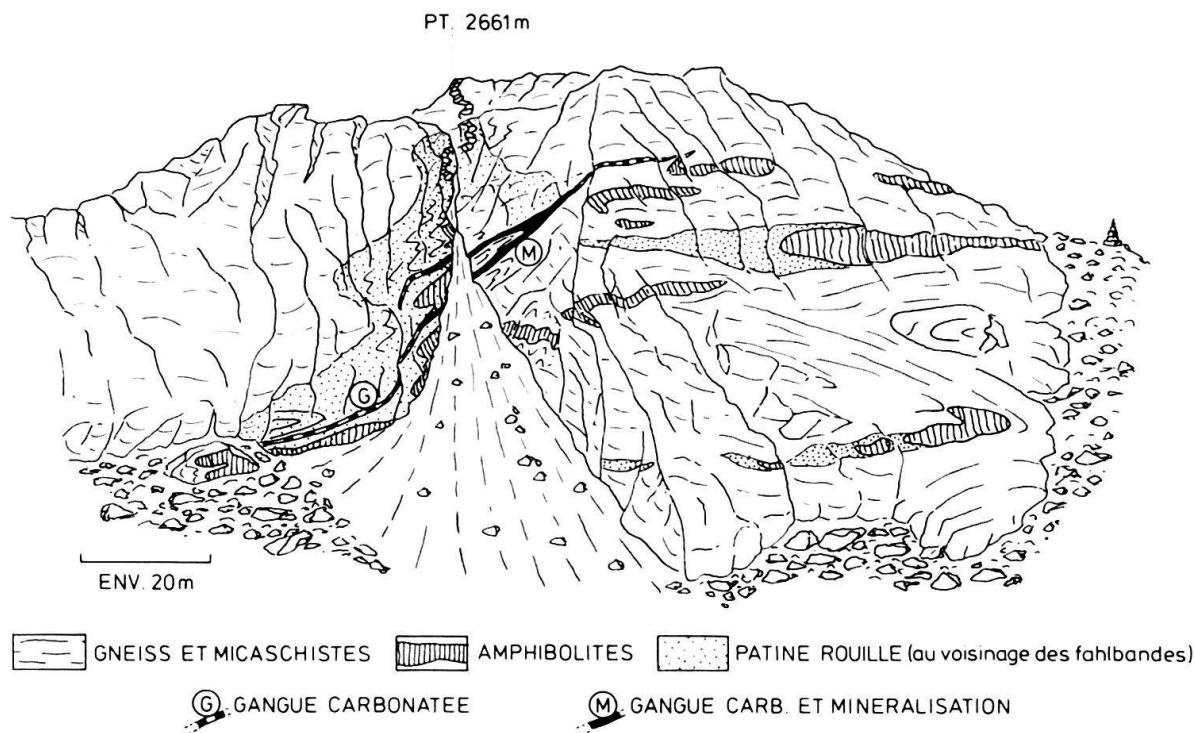


Fig. 2. Croquis de la falaise contenant la minéralisation vue du nord.

Il s'agit d'une veine de carbonates occupant une fracture bifide d'environ 40 m d'extension. Son pendage est de 45 à 50° vers le SSE. Sur 25 m la gangue carbonatée emballé un minéral massif de nickel et de cobalt. L'épaisseur de ce corps varie entre 5 et 60 cm.

### 3. Contexte géologique

La nappe du Grand Saint-Bernard, unité classique du domaine pennique moyen, est considérée actuellement comme un ensemble de plusieurs nappes distinctes (A. Escher, comm. orale). C'est à l'une d'elles, la nappe de Siviez–Mischabel, qu'est liée la minéralisation en Ni–Co du Pipjitälli.

Le socle prétriasique de cette nappe contient la grande majorité des indices minéralisés connus dans le domaine pennique du Valais (WOODTLI 1985). Une certaine zonalité des métaux Pb, Zn, Cu, Bi, Ni, Co apparaît d'ouest en est. Le versant oriental du Val d'Anniviers et le Turtmanntal constituent un «district cobalto-nickélière».

Quelques kilomètres à l'est du Pipjitälli, le Mattertal entaille profondément la nappe de Siviez–Mischabel. On y observe, de bas en haut, la succession des éléments suivants (BEARTH 1980, THÉLIN & AYRTON 1983, PILLOUD & SARTORI 1981):

- granito-gneiss œillé de Randa
- ensemble polycyclique de l'Ergischhorn: gneiss, amphibolites, gabbros
- schistes à porphyroblastes d'albite grenatifères (schistes œillés, Knoten-Schiefer), prasinites à grenat
- ensemble polycyclique de Marmontanette: micaschistes à grenat, amphibolites, gabbros
- zone permo-carbonifère: micaschistes, prasinites, conglomérats
- zone du Barrhorn (couverture mésozoïque et tertiaire: série du Barrhorn, série du

Toûno): quartzites, dolomies, marbres, brèches, schistes.

Localement, un biseau tectonique recoupe les éléments supérieurs du socle pré-triasique de la nappe de Siviez–Mischabel et met en contact la série du Barrhorn et l'ensemble de l'Ergischhorn. C'est à cet ensemble que peuvent être assimilées les roches qui encasent le filon minéralisé du Pipjitälli. Les termes pétrographiques principaux sont:

- gneiss (-micaschiste) à mica blanc et grenat
- amphibolite à hornblende et grenat
- métagabbro à hornblende
- gneiss aplitique et pegmatitique

Des niveaux de micaschistes ou d'amphibolites d'épaisseur métrique, concordants à la foliation, sont porteurs de sulfures disséminés (essentiellement pyrite et pyrrhotine). Leur altération météorique confère à la roche une patine rouille caractéristique qui déborde généralement sur les zones non imprégnées. Le terme de fahlbande est utilisé ici pour désigner ces niveaux d'extension souvent importante.

#### 4. Contrôles structuraux

Une carte géologique et structurale à l'échelle 1:1000 de la falaise minéralisée a été dressée (fig. 3). Elle a permis, conjointement à l'étude détaillée d'autres affleurements et à

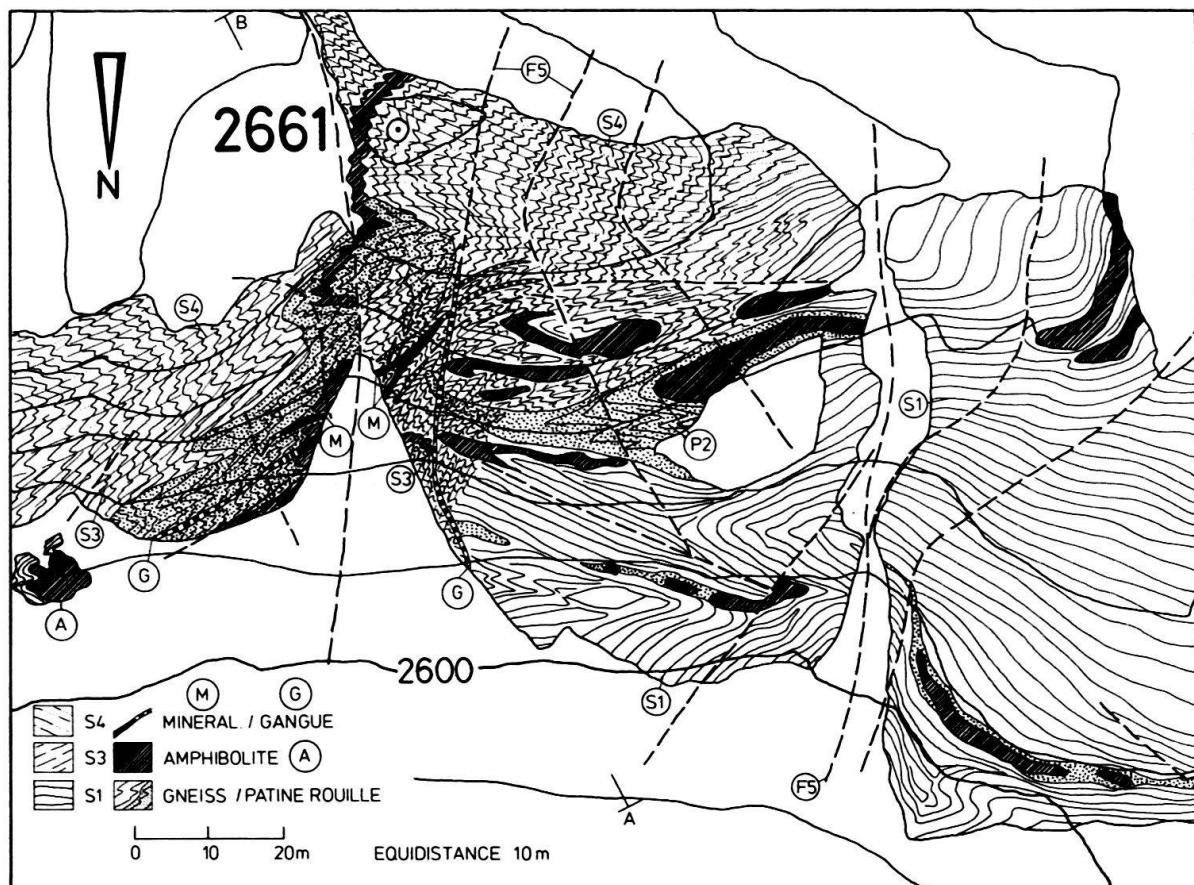


Fig. 3. Carte géologique et structurale décrivant la géométrie de la schistosité principale alpine (S1) et des schistosités de crénulation (S3 et S4) aux alentours du filon minéralisé.

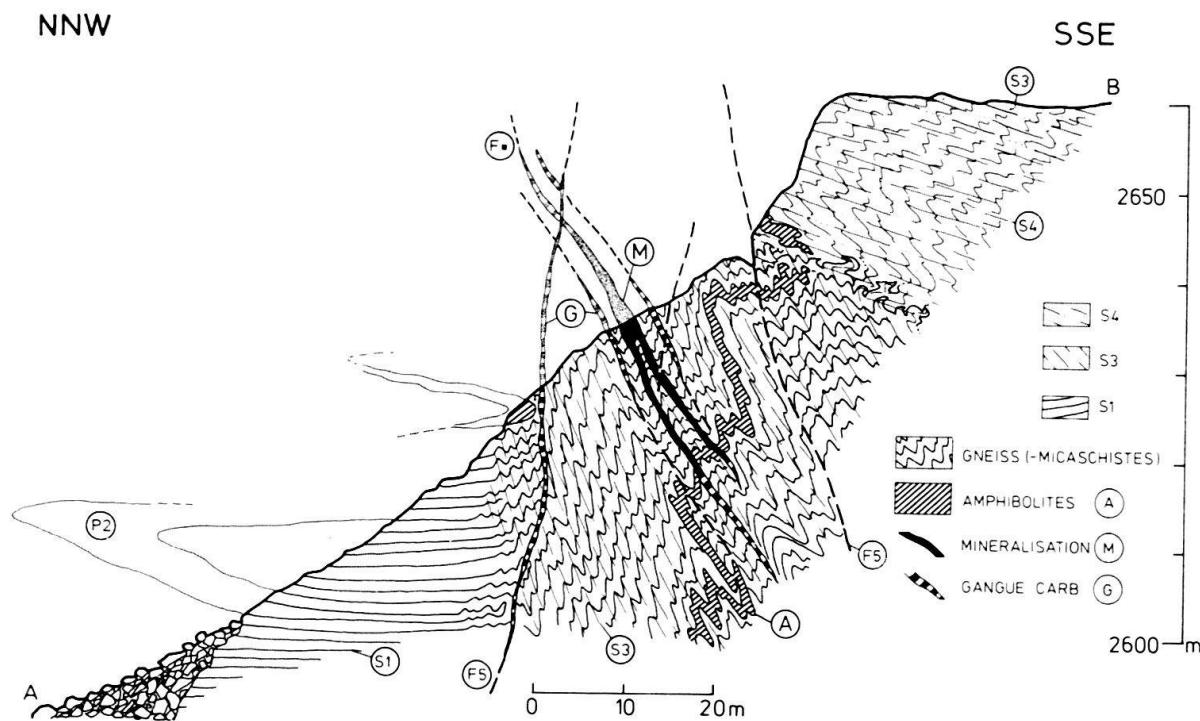


Fig. 4. Coupe orthogonale aux plans formés par les fractures minéralisées. Les schistosités de crénulation S3 et S4 déforment la schistosité principale alpine S1 à l'intérieur de zones de cisaillement bien délimitées. Les fractures F\* contenant le minerai sont postérieures aux plis P3 et antérieures aux failles F5 (localisation de la coupe sur fig. 3).

l'examen en lames minces des relations cristallisation-déformation, d'établir un inventaire et une chronologie relative des structures de cette partie du socle Siviez-Mischabel. Celles-ci sont énumérées ci-dessous dans l'ordre chronologique et sont représentées dans les figures 3, 4 et 5:

0. Une foliation antérieure à la schistosité principale est parfois reconnaissable dans certaines amphibolites. Elle est marquée par des minéraux reliques de faciès amphibolites (hornblende, grenat, plagioclase) qui constituent les témoins d'un métamorphisme d'âge présumé hercynien.

Les générations de structures méso- et microscopiques 1 à 5 décrites ci-dessous sont alpines. Elles affectent aussi bien le socle que la couverture mésozoïque-tertiaire de la nappe de Siviez-Mischabel et en déforment le contact. Elles sont associées au métamorphisme méso-alpin (TRÜMPY 1980) qui n'a pas dépassé ici les conditions du faciès schistes verts.

1. La schistosité principale S1 est ubiquiste et constitue le principal marqueur des structures plus jeunes. Elle porte une linéation d'étirement de direction N-S à NW-SE marquée par des minéraux du faciès schistes verts (actinote, quartz, albite) et correspond à la schistosité principale existant dans la couverture mésozoïque-tertiaire (série du Barrhorn). La paragenèse développée dans les gneiss comporte: quartz, albite, mica blanc, biotite verte, chlorite et epidote (+ biotite brune et grenat dans les «schistes œillés»), et dans les amphibolites (au dépend de l'assemblage 0): albite, actinote, biotite verte, epidote, chlorite, quartz, et calcite (+ grenat dans les roches vertes associées aux «schistes œillés»).

2. La schistosité principale est déformée une première fois par des plis P2 d'axe N-S et à plan axiaux subhorizontaux. La schistosité S2 n'est distincte de S1 que dans les charnières P2.

3. Une première génération de plis de crénulation d'échelle métrique P3 est développée à l'intérieur de zones de cisaillement bien délimitées. Dotés d'axes NE-SW et de plans axiaux plongeant de 60 à 70° vers le SSE (ils ont subi un basculement tardif d'environ 20-30° vers le sud (5)), ces plis similaires sont caractérisés par des flancs très cisailés. Une schistosité de crénulation S3 leur est associée. La paragenèse minérale liée à ces déformations dans la séquence basique comporte albite, chlorite, épидote, biotite verte et quartz, mais les recristallisations syncinématiques sont faibles.

4. Une nouvelle génération de plis et microplis de crénulation est marquée dans des couloirs de déformation recoupant les précédents. Les figures d'interférence engendrées permettent d'établir clairement leur chronologie relative. Les plis P4 sont caractérisés par des plans axiaux à pendage initialement nord-ouest (vergence sud-est) rendus subhorizontaux par des basculements tardifs (5). Il s'agit des classiques plis en retour. Leurs axes sont de direction NE-SW et la schistosité de crénulation fruste S4 qui est développée enregistre la néoformation d'albite, épидote, chlorite, stilpnomélane, quartz et calcite dans les roches de la séquence basique.

5. Les dernières déformations plicatives consistent en de vastes flexures à grand rayon de courbure. Deux systèmes se recoupent à l'extrémité du Turtmannatal. L'un engendre un

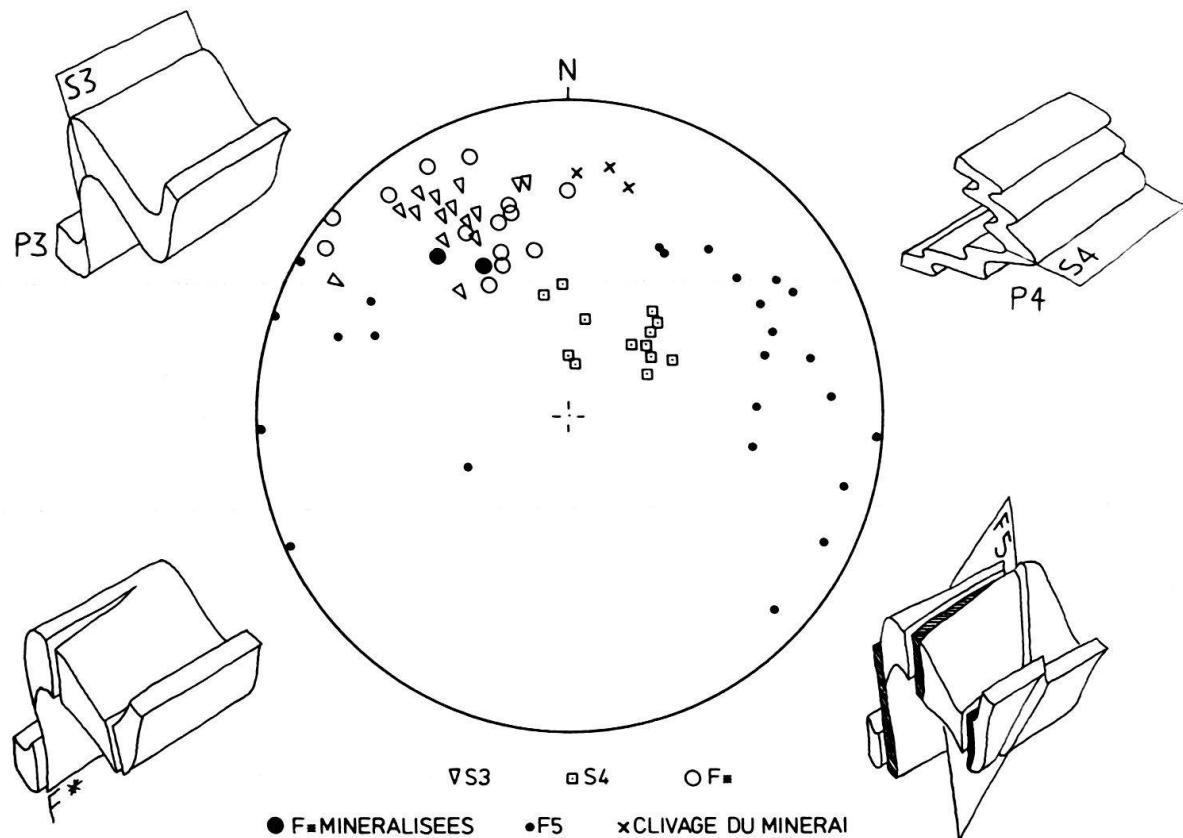


Fig. 5. Schémas et orientations des structures contrôlant la minéralisation (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur). L'orientation des fractures F\* correspond à celle de la schistosité de crénulation S3 et des flancs de plis cisailés P3. L'ouverture en extension de ces discontinuités pourrait résulter des contraintes régnant lors de la formation des plis en retour P4.

plongement des unités vers le sud, l'autre vers l'ouest (culmination axiale du Toce). Leur interférence détermine les contours de la klippe Dent-Blanche. Il est difficile d'éclaircir les relations existant entre ces structures et les «kink bands», failles et diaclases qui hachent le massif. On peut schématiquement distinguer une famille (F5) de diaclases et de failles subverticales de direction préférentielle N–S à faible rejet (les plans de faille portent des fibres de quartz et de chlorite indiquant une forte composante décrochante) et une famille (F6) de grandes failles normales subverticales d'orientation E–W déterminant des graben ou des compartiments en «touches de piano» (cf. fig.1).

Les conditions P/T maximales atteintes dans ce secteur lors du métamorphisme méso-alpin sont documentées par les paragenèses minérales développées de façon syncinématique dans la schistosité principale S1. Elles sont caractéristiques du faciès schistes verts élevé.

Les phases de déformation 3 et 4 se développent dans des conditions rétrogrades. La paragenèse liée aux plis en retour correspond au début du faciès schistes verts.

Les âges invoqués pour les phases principales de déformation méso-alpines (TRÜMPY 1973, 1980; STECK 1984) sont définis par encadrement à partir de données stratigraphiques et géochronologiques (HUNZIKER & JÄGER in FREY et al. 1974). La schistosité principale S1 est associée à des déformations dont l'âge correspondrait à la limite Eocène–Oligocène. Celui des plis en retour P4, plus difficile à cerner, serait Oligocène supérieur (MÜLLER 1983).

Par rapport à ce cadre structural, les veines minéralisées présentent les rapports suivants:

- On note dans toute la région la présence dans les gneiss de filonnets et de lentilles de carbonates, identiques à ceux de la gangue du minéral, occupant diverses positions structurales (parallèles à S1, à S3; dans des fractures tardives F5 ...), ce qui atteste de la multiple remobilisation de ce matériel.
- La minéralisation et sa gangue carbonatée occupent deux fractures appartenant à une famille de discontinuités distinctes (F\*). L'orientation de ces fractures est définie par la géométrie des structures P3 et S3 (flancs cisaillés de plis, schistosités de crénulation) mais elles sont sans équivoque postérieures à cette phase de déformation (cf. fig. 5). Il est possible que leur ouverture en extension soit dûe aux contraintes qui ont engendré les structures P4 et S4, mais, faute de recoupement, les relations exactes entre le minéral et P4 ne sont pas clairement établies.
- Le filon montre généralement une section symétrique. On note la présence d'une gangue G1 (sidérite) aux épontes, puis vers le cœur l'alternance irrégulière de bandes d'arsénures massifs (cm) et de gangue G1 (mm). Cet arrangement est toujours intensément bréchifié (fig. 6). Un réseau de clivages, obliques par rapport aux épontes du filon, prédomine à travers la gangue G1 et le minéral. Il indique un rejet en cisaillement de la fracture contenant la minéralisation. Cette brèche tectonique est cimentée par une gangue G2 (dolomite; quartz et chlorite subordonnés).
- Les fractures contenant la minéralisation sont recoupées par des failles F5.

Ces observations permettent de proposer un scénario décrivant l'histoire de la minéralisation relativement aux déformations alpines.

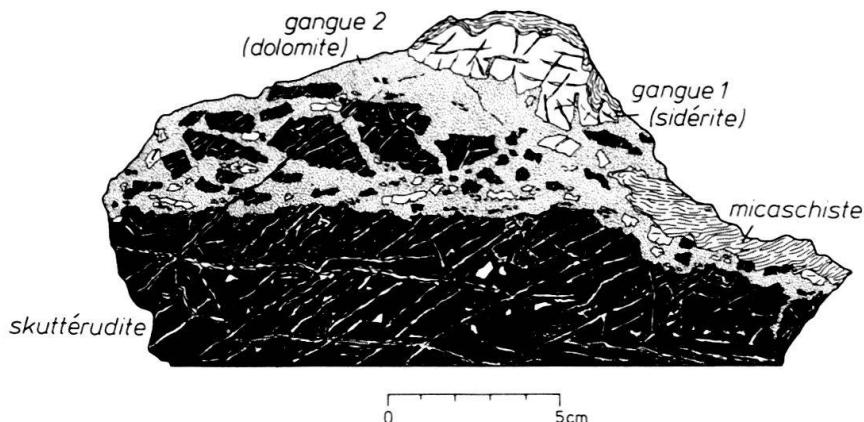


Fig. 6. Aspect habituel d'une éponte du filon minéralisé. La gangue G1 et le minéral sont bréchifiés. Les éléments sont cimentés par la gangue G2.

1. Formation des plis P3 et du clivage de crénulation S3
2. Formation et ouverture du système de fractures F\* (syn-S4?)
3. Circulation des fluides minéralisateurs, cristallisation de la gangue G1 et des arséniures
4. Bréchification du minéral; formation des fractures F5
5. Cristallisation de la gangue G2

Il résulte de l'étude structurale que les veines minéralisées occupent des fractures engendrées par des déformations alpines. Leur âge relativement aux phases tectoniques décrites ci-dessus est cerné par l'encadrement: post P3–anté F5. Durant cet intervalle de temps se place également la formation des plis en retour P4 dont les relations avec la minéralisation ne sont pas clairement établies. Toutefois, que la cristallisation du minéral soit syn- ou post-P4, son âge devrait être voisin de celui de cette phase de déformation présumé Oligocène supérieur. La paragenèse associée aux structures de cette génération caractérise le début du faciès schistes verts et peut fournir une estimation des conditions P/T concomitantes de la cristallisation du minéral.

## 5. Minéralogie

Le minéral du Pipjittälli se compose essentiellement d'arséniures et sulfoarséniures de cobalt, nickel et fer. Il s'agit principalement de la *skuttérudite*  $(\text{Co},\text{Ni},\text{Fe})\text{As}_3$  en agrégat massif pouvant contenir de la *gersdorffite*  $\text{NiAsS}$ , de la *löllingite*  $\text{FeAs}_2$  et de l'*arsénopyrite*  $\text{FeAsS}$ . Le *bismuth natif*, présent en inclusion dans la skuttérudite, se rencontre plus fréquemment dans la gangue carbonatée, qui contient également des grains isolés de *chalcopyrite* et de *cuivre gris*. La *pyrite* est associée à la gangue aux extrémités du filon. L'altération superficielle du minéral en *annabergite* et en *érythrine* a facilité la découverte de ce site.

## 6. Etude par microsonde et rayons X

### 6a) Microsonde électronique

Détectées sous le microscope, des intercroissances particulières dans la skuttérudite ont nécessité des analyses par microsonde qui ont permis d'identifier la *gersdorffite*.

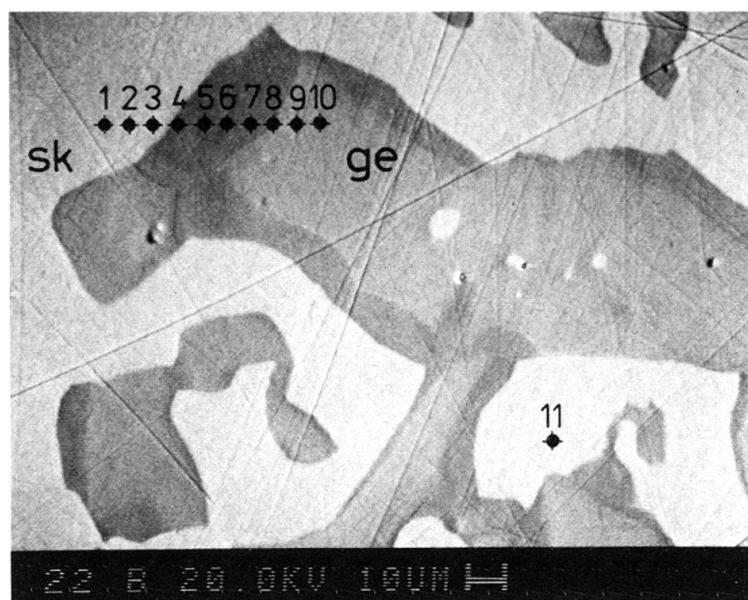


Fig. 7. Photo micrographique d'analyse par microsonde électronique d'une intercroissance myrmékitique entre skuttérudite et gersdorffite: localisation des points d'analyse (sk = skuttérudite, ge = gersdorffite).

L'examen du minéral au moyen de la microsonde électronique SEMQ a été entrepris à l'Institut de physique expérimentale de l'Université de Lausanne. Des analyses ponctuelles ont été effectuées sur une section polie de l'échantillon S-22. Les dix premiers points de mesure constituent un profil recoupant une limite entre skuttérudite et gersdorffite (1-10), le dernier (11) est isolé dans la skuttérudite (fig. 7).

Les résultats des analyses pour les éléments Co, Ni, Fe, Cu, Bi, As et S sont obtenus en % pondéral par le principe de Bence et Albee (tabl. 1). La skuttérudite présente une composition homogène (fig. 8). La gersdorffite montre par contre un zonage cœur-bordure très net. Un profil continu obtenu par «scanning» sur la section A-B (fig. 9) met en évidence l'enrichissement relatif en S qui caractérise la zone de bordure par rapport à la partie centrale de l'intercroissance de gersdorffite.

Les formules chimiques moyennes calculées sont:

Tableau 1: *Analyses ponctuelles par microsonde électronique dans la skuttérudite (1-3, 11) et la gersdorffite (4-10) (localisation des points de mesure sur la fig. 7).*

no	Fe	Co	Ni	Cu	Bi	As	S	Total
01	04.19	11.38	05.83	0.00	0.08	79.40	0.02	100.90
02	04.02	11.49	05.92	0.02	0.08	79.23	0.04	100.80
03	03.97	11.23	06.47	0.00	0.00	79.25	0.03	100.95
04	01.28	02.39	28.31	0.00	0.05	62.84	7.18	102.05
05	01.21	02.19	28.88	0.00	0.07	61.19	7.41	100.95
06	01.29	02.27	29.54	0.00	0.00	61.46	7.47	102.03
07	01.19	02.13	29.49	0.01	0.11	61.54	7.26	101.73
08	00.64	01.61	30.01	0.00	0.00	64.03	5.69	101.98
09	00.31	00.99	30.84	0.00	0.03	66.68	4.00	102.85
10	00.31	01.02	30.51	0.00	0.09	66.36	4.02	102.31
11	04.07	11.88	05.83	0.00	0.02	83.09	0.03	104.92

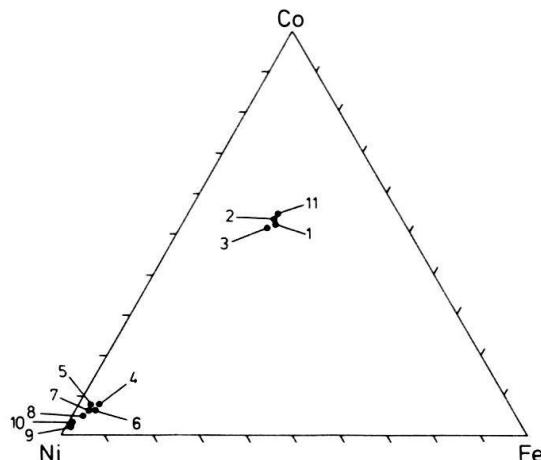
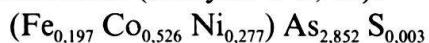


Fig. 8. Diagramme ternaire Co-Ni-Fe d'analyses ponctuelles (microsonde électronique) de skuttérudite (1-3, 11) et de gersdorffite (4-10).

Skuttérudite (analyses 1-3, 11):

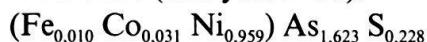


Gersdorffite

Zone de bordure (analyses 4-7):



Zone centrale (analyses 9-10):



Ces résultats d'analyses, bien que basés sur un nombre limité de mesures, peuvent être comparés aux données de la littérature.

La skuttérudite ((Co,Ni,Fe)As<sub>3</sub>, cubique) présente fréquemment un léger déficit en As(+S) (ROSEBOOM 1962, TÖLLE 1964). Les résultats obtenus (sous réserve du rôle de Sb, non mesuré, susceptible de substituer As dans une faible proportion) confirment ce petit écart par rapport à la composition stoéchiométrique. Les rapports Ni-Co-Fe observés se rapprochent également des taux de substitution couramment mentionnés (HOLMES 1947).

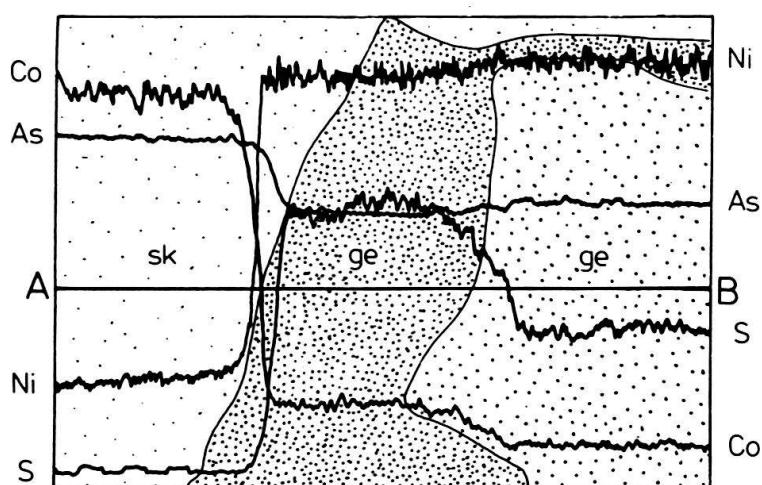


Fig. 9. Profils continus des variations de concentration en Co, Ni, As et S à travers un contact skuttérudite-gersdorffite (localisation fig. 7). Sans échelle.

La gersdorffite ( $(\text{Ni},\text{Co},\text{Fe})\text{AsS}$ , cubique) qui est présente dans le minéral du Pipjitälli offre d'avantage de particularités. Les inclusions qu'elle forme au sein de la skuttérudite sont zonées: le cœur est caractérisé par un rapport As/S (moyenne 7,12) particulièrement élevé, la zone de bordure, d'épaisseur variable, montre un rapport As/S (3,80) moins élevé et un taux de substitution de Ni par Co et Fe légèrement supérieur. Cette auréole pourrait constituer une bordure de réaction de la gersdorffite au contact de la skuttérudite plus riche en Co et en Fe. Les rapports As/S élevés reconnus dans la gersdorffite (sous réserve du rôle de Sb) placent celle-ci à la limite du domaine de solution solide entre  $\text{NiAs}_2$  et  $\text{NiS}_2$  étudié par YUND (1962). Cet auteur note que dans les minéralisations de type Ni–Co–Ag natif, l'association niccolite–rammelsbergite–gersdorffite constitue une paragenèse fréquente et que, dans ce contexte, la gersdorffite montre un rapport  $\text{As/S} \gg 1$ . Il semble donc qu'il soit possible d'étendre cette observation à la paragenèse skuttérudite–gersdorffite.

### 6b) Rayons X

L'examen de ce matériel aux rayons X présentait également un intérêt puisque RAMDOHR (1980) signale qu'il n'a jamais pu observer de ligne étrangère dans le diagramme de poudre de la gersdorffite bien que des variations de sa composition chimique puissent être attribuées parfois à des intercroissances submicroscopiques avec la skuttérudite.

Une étude par diffraction X a donc été effectuée à l'Institut de minéralogie de l'Université de Lausanne sur un concentré préparé par séparation des minéraux métalliques dans une liqueur lourde (dijodmethane  $d = 3,3$ ).

Le diffractogramme obtenu ( $\text{CuK}\alpha$ , 30–70°) présente tous les pics principaux de la skuttérudite et de la gersdorffite. Ce résultat montre l'aptitude de cette méthode à identifier ces deux phases minérales lorsqu'elles forment des intercroissances difficilement décelables sous le microscope. Il confirme également leur existence dans le minéral du Pipjitälli.

## 7. Texture microscopique

Le minéral massif est formé essentiellement par l'association de skuttérudite et de gersdorffite qui présente différents aspects suivant les proportions de chacune des phases.

La texture la plus fréquente consiste en une masse de skuttérudite aux contours cristallins non reconnaissables, semée de grains de gersdorffite de forme arrondie irrégulière ou en lamelles coudées (fig. 10b). Pour une proportion de gersdorffite croissante, la texture apparaît myrmékitique (fig. 10c). Parfois la gersdorffite forme la masse principale du minéral et contient en inclusion de fines lamelles alignées de skuttérudite (fig. 10d). Localement on observe alors le passage à des plages de gersdorffite dépourvues d'inclusions.

La figure 10e présente un cas particulier de relations entre les deux minéraux. La forme idiomorphe et la structure zonaire d'une skuttérudite sont révélées par la distribution hétérogène des inclusions de gersdorffite. On observe également une veinule de gersdorffite en forme de «y» dont les branches forment entre-elles un angle de 60 à 70°. Cette dernière figure n'est pas rare.

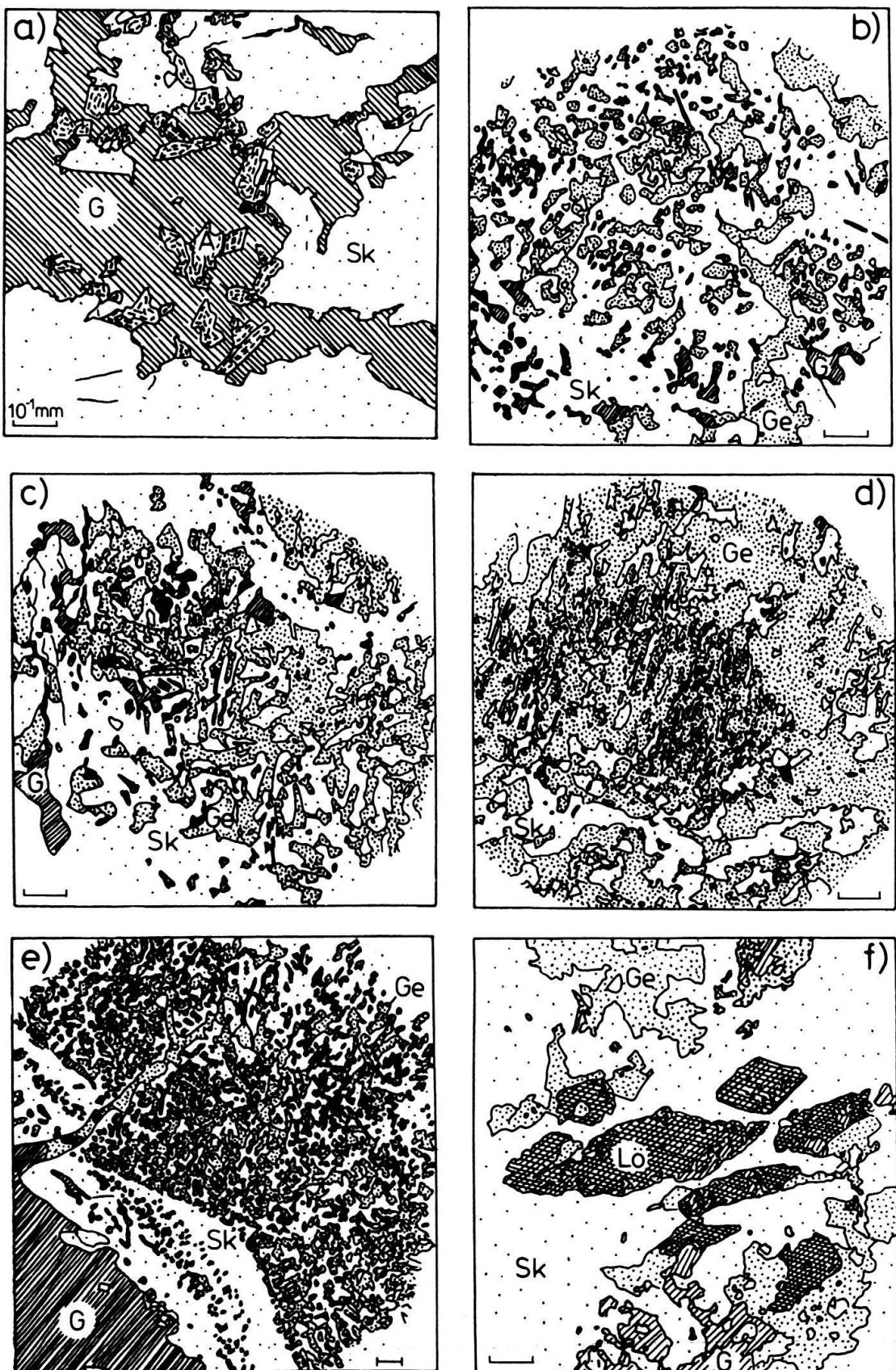


Fig. 10. Texture du minéral vu au microscope à réflexion. Explications dans le texte. Sk = skutterudite, Ge = gersdorffite, G = gangue, A = arsénopyrite, Lö = löllingite. Le segment représente  $10^{-1}$  mm.

Les textures myrmékitiques peuvent résulter de processus très variés tels que: cristallisation eutectique, transformation eutectoïde d'une solution solide, phénomènes de remplacement (RAMDOHR 1980).

Une déstabilisation de la skuttérudite lors de variations des conditions P/T et sa transformation en safflorite et en rammelsbergite est décrite par TÖLLE (1964) dans l'Erzgebirge. Ce phénomène est cyclique et conduit à la formation de cristaux zonés de façon complexe.

Dans le cas de la minéralisation du Pipjittälli, ce type de phénomène, cristallisation d'une forme de haute température puis recristallisation eutectoïde d'un pôle riche en cobalt et en fer (skuttérudite) et d'un pôle riche en nickel (gersdorffite) est également envisageable. Il pourrait aussi s'agir de la résorption partielle de la skuttérudite et de son remplacement par une phase riche en Ni et en S (gersdorffite). Les seuls critères texturaux ne permettent pas de conclure.

La löllingite apparaît en cristaux isolés idiomorphes au sein de cet assemblage de skuttérudite et de gersdorffite. Les limites de grains sont soulignées par des nuages sombres de minéraux d'altération (hydroxydes de fer?) et présentent des «golfes» témoignant d'une forte corrosion (fig. 10f).

L'arsénopyrite est associée aussi bien à la skuttérudite qu'à la gangue et forme des cristaux automorphes (fig. 10a).

La chalcopyrite et le cuivre gris existent en faible quantité, et sont associés exclusivement à la gangue G2 (dolomite). Comme cette dernière, ces deux minéraux peuvent remplir les microfractures de la skuttérudite.

Des phénomènes de remplacement de la skuttérudite par les carbonates et le quartz de la gangue sont indiqués par les contacts très dentelés ainsi que par les nombreuses inclusions de gangue dans la skuttérudite. Ces inclusions, le plus souvent arrondies, peuvent présenter aussi des formes losangiques (fig. 11a). Des remplacements par les minéraux de gangue apparaissent aussi en bordure de grains allotriomorphes de skuttérudite et se développent dans des plans parallèles pouvant correspondre initialement à un réseau de microfissures (fig. 11b).

La fracturation du minéral massif se traduit localement par un morcellement en damier suggérant des contraintes cisailantes (fig. 11c). La figure 11d illustre la bréchification du minéral et la cimentation des éléments par la gangue dolomitique G2. Les fractures de ce système recoupent très nettement l'assemblage skuttérudite-gersdorffite. Ce fait permet de situer la genèse de la texture myrmékitique dans la chronologie relative des événements.

## 8. Analyses chimiques

La minéralisation du Pipjittälli a été analysée pour 15 éléments, par la méthode de fluorescence X, au Centre d'analyse minérale de l'Université de Lausanne (tabl. 2).

Les onze échantillons analysés ont été prélevés à intervalles réguliers le long de la veine principale et des lentilles minéralisées (fig. 12a). Chacun d'eux, constituant une prise continue (saignée), est représentatif de l'épaisseur vraie de la veine.

Les plus fortes concentrations en nickel et cobalt correspondent à la jonction des deux branches de la veine minéralisée (fig. 12b). Entre les échantillons S-21 et S-26, sur 10 m d'extension, la teneur moyenne pondérée est de 9,7% Ni et 5,2% Co alors que sur l'ensemble des lentilles échantillonées elle est de 7,7% Ni et 3,9% Co.

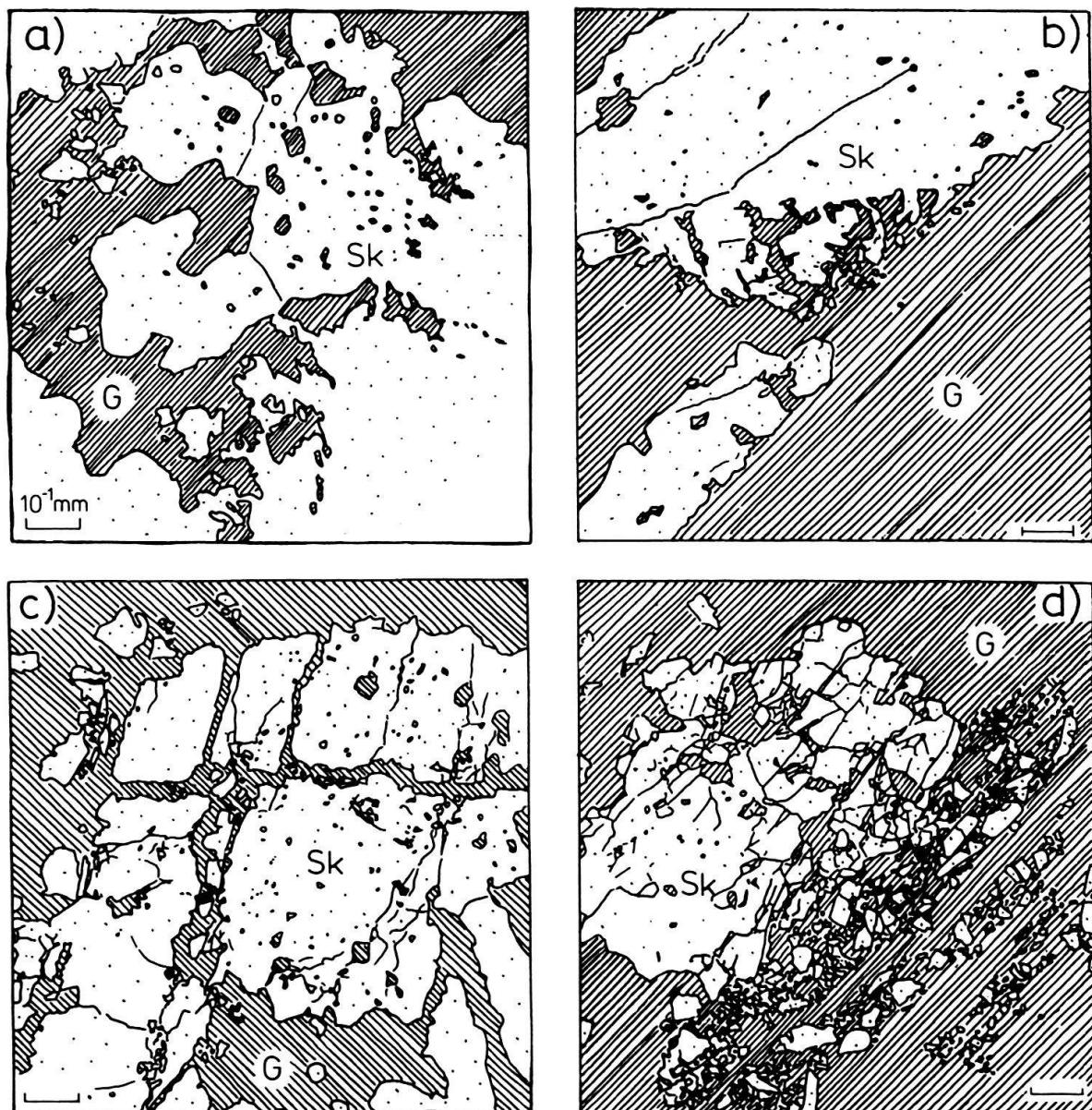


Fig. 11. Relations gangue-minéral vues au microscope à réflexion. Explications dans le texte. Sk = skuttérudite + gersdorffite, G = gangue. Le segment représente  $10^{-1}$  mm.

A l'intérieur de la partie massive la plus riche, il ne semble pas exister de zonation du nickel et du cobalt parallèlement à la veine ni de corrélation significative entre les teneurs et son épaisseur. Le Fe, élément majeur de la minéralisation, présente une teneur de 10,2% dans la zone centrale et de 12,7% sur l'ensemble des échantillons. Son enrichissement de part et d'autre de la zone centrale correspond à la présence de pyrite qui forme des agrégats semi-massifs. L'Ag (151 ppm), le Bi (3616 ppm) et Sb (637 ppm) sont à mentionner. Le Cu (à l'exception de l'éch. S-23), le Pb et le Zn montrent des teneurs relativement faibles.

Pour rechercher les associations géochimiques, nous avons effectué une analyse de grappe en utilisant les coefficients de corrélation comme mesure de similarité entre éléments.

Tableau 2: Analyses du minéral par fluorescence X. Résultats en % (Fe%) ou en ppm (Bi).

Ech	Fe.%	Ni.%	Co.%	Cu.%	As.%	S.%	Bi	Ag	U	Sb	Ba	Mo	Pb	Zn	W
20	21.64	0.04	0.08	0.00	0.11	4.27	1361.	0.	0.	29.	417.	4.	60.	98.	0.
21	9.49	8.00	7.86	0.02	28.93	0.42	6795.	210.	0.	1100.	0.	0.	98.	174.	0.
22	5.67	11.90	7.56	0.03	29.90	0.40	9052.	244.	0.	875.	0.	7.	130.	195.	0.
23	7.79	8.07	7.27	0.10	33.01	0.21	1055.	247.	0.	794.	0.	3.	182.	176.	0.
24	13.67	10.73	2.95	0.02	13.02	0.81	6812.	121.	0.	576.	46.	0.	144.	91.	0.
25	11.07	10.68	4.46	0.01	21.89	0.45	713.	157.	0.	525.	0.	4.	101.	269.	0.
26	6.29	11.02	5.27	0.01	25.26	1.31	0.	44.	6.	275.	119.	0.	115.	107.	0.
27	12.53	0.02	0.01	0.03	1.36	0.39	6517.	42.	0.	91.	352.	1.	105.	144.	22.
28	23.02	2.07	0.60	0.00	1.48	0.51	77.	32.	4.	89.	0.	0.	42.	351.	0.
29	19.27	7.45	2.21	0.00	8.26	0.94	314.	84.	0.	230.	128.	0.	105.	160.	0.
30	19.74	0.07	0.12	0.03	21.06	0.48	7110.	171.	0.	1970.	1160.	3.	137.	299.	0.

La matrice de corrélation (tabl. 3) et le dendrogramme correspondant (fig. 13) ont été obtenus par le programme CLUSTR adapté de DAVIS (1973). Le dendrogramme fait apparaître trois «groupes géochimiques» distincts: Ni–Co–Ag–As, Pb–Cu et Bi–Sb à des niveaux de corrélation supérieurs à 0,5.

L'association de l'argent au groupe Ni–Co est particulièrement intéressante puisqu'elle indique la présence de la paragenèse classique à Ni–Co–Ag auxquels le bismuth et l'uranium sont aussi couramment associés. L'individualisation d'un groupe Pb–Cu, de même que l'association systématique de la chalcopyrite et du cuivre gris à la gangue G2, suggèrent leur appartenance à une phase de minéralisation distincte.

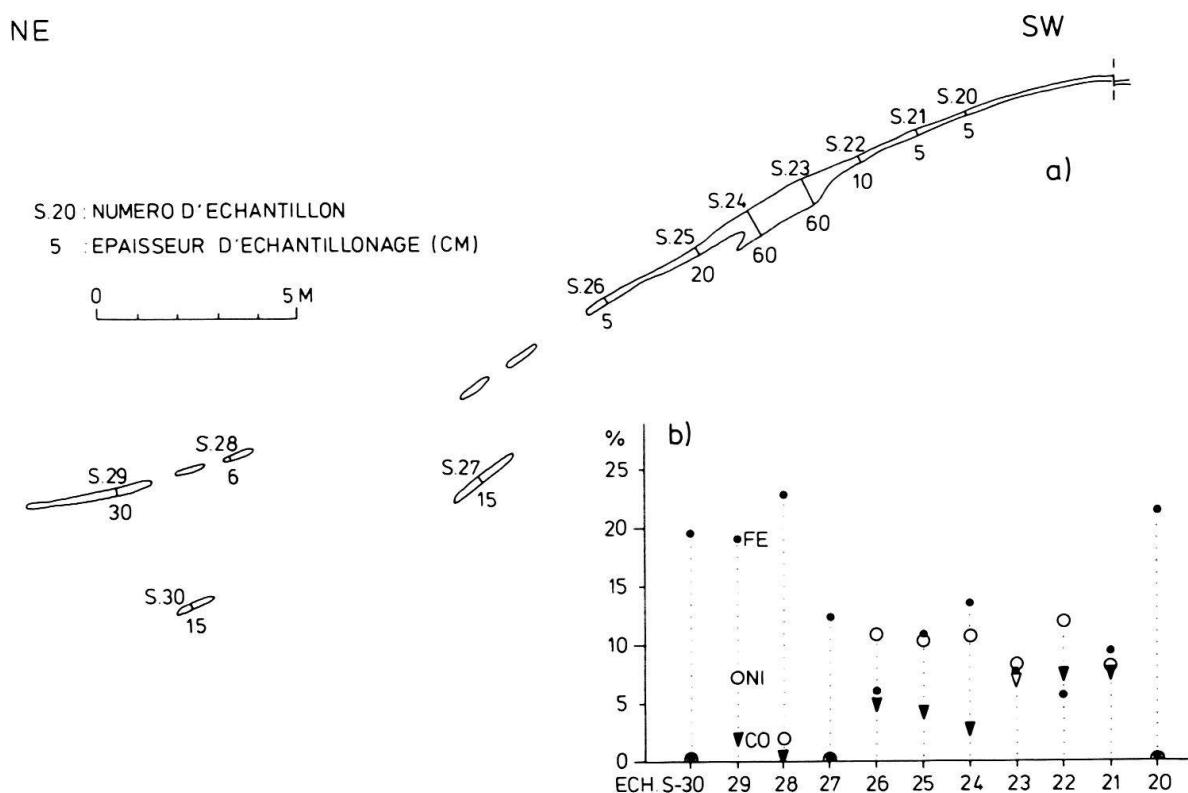


Fig. 12. a: Profil d'échantillonage et délimitation des veines minéralisées. b: Corrélation des teneurs en Ni, Co, Fe avec la position des échantillons le long de la section minéralisée.

Tableau 3: Matrice de corrélation des éléments chimiques de la minéralisation (programme CLUSTR, adapté de DAVIS 1972).

Pb	1.00													
Zn	-0.25	1.00												
Cu	0.67	-0.02	1.00											
Ni	0.43	-0.25	-0.05	1.00										
Co	0.48	-0.16	0.23	0.80	1.00									
Ag	0.69	0.18	0.43	0.50	0.75	1.00								
Bi	0.33	-0.08	-0.12	0.01	0.14	0.46	1.00							
As	0.70	0.03	0.33	0.69	0.86	0.86	0.24	1.00						
Sb	0.52	0.34	0.20	0.03	0.24	0.71	0.56	0.63	1.00					
S	-0.46	-0.45	-0.25	-0.34	-0.38	-0.58	-0.30	-0.50	-0.40	1.00				
Ba	0.06	0.20	0.01	-0.66	-0.59	-0.12	0.27	-0.17	0.54	0.18	1.00			
Fe	-0.59	0.34	-0.23	-0.73	-0.84	-0.58	-0.26	-0.76	-0.15	0.41	0.45	1.00		
Pb	Zn	Cu	Ni	Co	Ag	Bi	As	Sb	S	Ba	Fe			

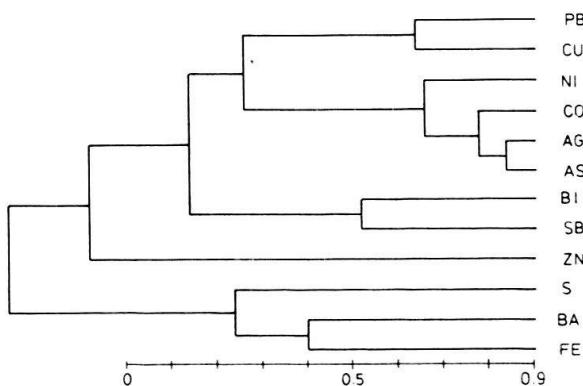


Fig. 13. Dendrogramme de corrélation des éléments chimiques. Les valeurs en abscisse sont des coefficients de corrélation.

## 9. Interprétation génétique

La minéralisation du Pipjittälli s'apparente aux autres dépôts minéralisés connus du Val d'Anniviers et du Turtmannal.

Chaque site présente toutefois des rapports Ni–Co différents, liés à des paragenèses plus ou moins complexes. D'autres minéraux de Co et de Ni forment par exemple le minéral à Kaltenberg (GILLIÉRON 1948) et à Plantorin (SCHMUTZ 1984).

Ces minéralisations appartiennent toutes à la nappe de Siviez–Mischabel, mais se situent à des niveaux lithostratigraphiques différents: à l'intérieur du socle pré-Westphalien pour Pipjittälli, Kaltenberg, Grand Praz et Gollyre; dans la couverture permo-carbonifère à Plantorin.

Les structures contrôlant les premières sont attribuables à des déformations alpines (plans de fractures ou de clivages). A Plantorin la situation est plus ambiguë puisque la minéralisation est localisée dans une veine parallèle à la schistosité principale. SCHMUTZ (1984) envisage un âge permien pour ce gîte qu'il considère comme primaire. Toutefois les relations structurales qu'il décrit peuvent s'accorder également avec une remobilisation alpine.

Ces remarques nous amènent à interpréter les minéralisations de nickel et cobalt du Val d'Anniviers et du Turtmannal (avec une réserve pour Plantorin) comme résultant de la remobilisation sous l'effet du métamorphisme méso-alpin de dépôts préexistants.

La localisation des veines minéralisées dans les zones d'intersection avec les niveaux de fahlbandes semble résulter de conditions physico-chimiques favorables en milieu

sulfuré. Un parallèle peut être tiré avec les gisements de la région de Skutterud, en Norvège, qui représentent un exemple classique d'association avec ces fahlbandes (GAMMON 1966). Les gisements de la région de Cobalt en Ontario (PETRUK 1968) et des Chalanches dans le massif de Belledone (CLAVEL 1963) seraient du même type.

Les roches et les processus invoqués comme sources du nickel et du cobalt varient selon les cas.

Les roches basiques et ultrabasiques sont clairement à l'origine de certaines minéralisations. Dans le cas du gisement de Bou Azzer (Maroc), LEBLANC (1975) démontre que des serpentinites protérozoïques constituent la source du Ni et du Co. La concentration de ces métaux résulte d'un processus d'altération météorique également protérozoïque. Les gîtes ainsi formés ont subi de nombreuses remobilisations, notamment sous l'effet de déformations hercyniennes. Pour HOVORKA & IVAN (1980), des processus d'altération hydrothermale associés à un événement tectono-métamorphique auraient permis la mobilisation d'une partie du cobalt et du nickel initialement concentrés dans des serpentinites à antigorite situées au voisinage des veines minéralisées de Dobsina (Carpathes orientales).

La présence de bismuth et d'uranium dans certains gisements à parfois été interprétée comme preuve d'une origine magmatique acide (BASTIN 1939). De fait, des corps granitiques existent dans de nombreux districts minéralisés en nickel et cobalt, par exemple dans les Schneeberger Lagerstättenreviers (Erzgebirge) (TÖLLE 1964) ou à Cloncurry (Queensland, Australie) (RAYNER 1953). Dans ce dernier cas toutefois, il est reconnu que si le granite a pu jouer un rôle dans la genèse du gisement, ce sont des roches basiques qui constituent la source du nickel et du cobalt.

Les roches volcaniques ou magmatiques, sources potentielles de minéralisations ne manquent pas dans la nappe de Siviez–Mischabel:

- L'ensemble de l'Ergischhorn contient de nombreuses amphibolites de types variés, ainsi que des pointements de métagabbros.
- La zone permo-carbonifère est riche en roches vertes et a inspiré à SCHMUTZ (1984) un modèle possible de genèse de dépôts hydrothermaux.
- Le granito-gneiss œillé de Randa affleure dans le Matternal et constitue le corps magmatique acide le plus important de la nappe de Siviez–Mischabel.

Les phénomènes intrusifs et volcaniques qui sont à l'origine de ces roches sont d'âges variés: Protérozoïque à Paléozoïque supérieur pour les corps basiques (THÉLIN & AYRTON 1983, STILLE & TATSUMOTO 1985), Permien pour le corps de Randa (THÉLIN 1983).

Dans l'état actuel des connaissances, la source des métaux, l'âge et la nature exacte des processus qui ont conduit à la formation des dépôts minéralisés primaires, ne peuvent pas être précisés d'avantage avec certitude.

## 10. Conclusions

Au sein du «district cobalto-nickélière» du Val d'Anniviers et du Turtmannatal, la minéralisation du Pipjittälli constitue un site privilégié pour l'étude du minéral et de ses relations avec l'encaissant. L'interprétation des données exposées dans cet article nous amène à proposer une chronologie des événements qui ont abouti à sa formation.

De nombreux corps intrusifs et volcaniques basiques à ultrabasiques (d'âges Protérozoïque à Paléozoïque supérieur) ou acides (Permien) du socle pré-triasique de la nappe de Siviez–Mischabel peuvent constituer la (ou les) source(s) des métaux concentrés dans des gîtes primaires (hydrothermaux?) d'âge vraisemblablement paléozoïque (Permien?).

Le métamorphisme méso-alpin a permis leur remobilisation dans des fluides hydrothermaux qui ont migré à la faveur de discontinuités engendrées progressivement par plusieurs phases de déformations alpines.

Certaines discontinuités associées à P3 ont rejoué en extension (éventuellement syn-P4, Oligocène supérieur) et ont donné naissance à une famille de fractures ouvertes permettant la circulation de fluides minéralisateurs.

La présence de milieux sulfurés (fahlbandes) a favorisé la cristallisation de sidérite ainsi que d'arséniiures et de sulfoarséniiures de cobalt et nickel.

L'assemblage minéralogique skuttérudite–gersdorffite(–löllingite–arsénopyrite) présente une texture complexe qui pourrait refléter le rétrécissement des domaines de stabilité des solutions solides de Ni,Co,Fe,As et S lors de la décroissance des conditions P/T ou la variation au cours du temps du chimisme des fluides minéralisateurs.

Des fractures tardives (F5) ont recoupé les veines minéralisées. Le minerai a été bréchifié puis cimenté par une gangue dolomitique contenant de la chalcopyrite et du cuivre gris.

Enfin les phénomènes d'altération superficielle du minerai ont conduit à la formation d'érythrine et d'annabergite.

### Remerciements

Ce travail a bénéficié du soutien du FNRS (projets 2.031-0.81, 2.368-0.84, et Uromine [Projet National no 7]). Nous exprimons notre vive reconnaissance à MM. A. Escher, R. Woodtli, J. Savary et L. Schmutz pour avoir contribué, par la lecture critique du manuscrit ou au cours de fructueuses discussions, à l'élaboration de cet article. Nous remercions également H.R. Pfeifer et J.C. Lavanchy (fluorescence X), Ph. Thélin (rayons X) et G. Burri (microsonde) de nous avoir aidé à en constituer les données.

### BIBLIOGRAPHIE

- BARNES, H.L. (éd.) (1979): *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (2e éd.). – J. Wiley & Sons, New York.
- BASTIN, E. (1939): The Nickel–Cobalt–native silver ore type. – *Econ. Geol.* 34/1, 1–40.
- BEARTH, P. (1980): Erläuterungen zum Blatt 1308 (St. Niklaus) des «Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000». – Schweiz. geol. Komm.
- CLAVEL, M. (1963): Contribution à l'étude métallogénique de la région d'Allemont (Massif de Belledone, Isère). – Thèse Univ. Nancy.
- DAVIS, J.C. (1973): *Statistics and Data Analysis in Geology*. – J. Wiley & Sons, New York.
- DUNN, J.A. (1937): A microscopical study of the Badwin ores, Burma. – *Geol. Surv. India*, 72, 333–359.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANCK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G., JÄGER, E., & NIGGLI, E. (1974): Alpine Metamorphism of the Alps. A Review. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 247–290.
- GAMMON, J.B. (1966): Fahlband in the Precambrian of Southern Norway. – *Econ. Geol.* 61, 174–188.
- GILLIÉRON, F. (1946): Geologisch-petrographische Untersuchungen an der Ni–Co-Lagerstätte Kaltenberg (Turtmannatal, Wallis). – *Diss. Univ. Berne*.
- HOLMES, R.J. (1947): Higher mineral of cobalt, nickel and iron. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 58, 299–392.
- HOVORKA, D., & IVAN, P. (1980): Hydrothermal leaching of an ultrabasic body: a determinant phenomenon of the Co–Ni arsenides vein deposit genesis. Dobsina, the west Carpathians. In: *International symposium on metallogeny of mafic and ultramafic complexes (Unesco)*, vol. 2. – Athènes.

- LEBLANC, M. (1975): Ophiolites précambrtiennes et gîtes arséniques de Cobalt (Bou Azzer, Maroc). – Thèse Univ. Montpellier.
- MÜLLER, R. (1983): Die Struktur der Mischabelsfalte (Penninische Alpen). – *Eclogae geol. Helv.* 76/2, 391–416.
- PILLOUD, C., & SARTORI, M. (1981): Etude géologique et pétrographique de la région des Diablons (Val de Zinal, Valais). – Diplôme Univ. Lausanne.
- PETRUK, W. (1968): Mineralogy and origin of the Silverfieds silver deposit in the Cobalt area, Ontario. – *Econ. Geol.* 63, 512–531.
- RAMDOHR, P. (1980): The ore minerals and their intergrowths (2e éd.). – Pergamon Press, Oxford.
- RAYNER, E.O. (1953): Cobalt mineralization in the Cloncurry district. In: EDWARDS, A.B. (éd.): *Geology of Australian ore deposits* (p. 417–425). – Australasian Inst. Min. and Metall., Melbourne.
- ROSEBOOM, E.H. (1962): Skutterudites composition and cell dimensions. – *Amer. Mineralogist* 47, 310–327.
- SCHMUTZ, L. (1984): Mineralbildende Prozesse an einer Erzlagerstätte im Val d'Anniviers. – *Diss. Univ. Basel*.
- STECK, A. (1984): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales. – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55–100.
- STILLE, P., & TATSUMOTO, M. (1985): Precambrian tholeiitic–dacitic rock-suites and Cambrian ultramafic rocks in the Pennine nappe system of the Alps: Evidence from Sm–Nd isotops and rare earth elements. – *Contr. Mineral. Petrol.* 89, 184–192.
- THÉLIN, PH. (1983): Les gneiss œillés de la nappe du Grand St-Bernard: essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'héritage pré métamorphique. – Thèse Univ. Lausanne.
- THÉLIN, PH., & AYRTON, S. (1983): Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63, 393–420.
- TÖLLE, H. (1964): Chemismus und Genese des Skutterudits. – *Freiberger Forschh. (C)* 171, 1–103.
- TRÜMPY, R. (1973): L'évolution de l'orogenèse dans les Alpes centrales: Interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. – *Eclogae geol. Helv.* 66/1, 1–10.
- (1980): Geology of Switzerland. Part A: an outline. – Wepf & Co, Basel.
- WOODTLI, R. (1985): Recherches minières exécutées au Valais, rapport final. – Uromine, projet national de recherche no 7, Fonds national suisse de la recherche scientifique.
- YUND, R.A. (1962): The system Ni–As–S: phase relations and mineralogical significance. – *Amer. J. Sci.* 260, 761–782.

Manuscrit reçu le 22 avril 1986

Révision acceptée le 24 août 1986

