

Zeitschrift:	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band:	69 (1989)
Heft:	3
Artikel:	Influences respectives du métamorphisme et de la déformation sur l'état structural des feldspaths potassiques du granite de Medel (Massif du Gothard, Alpes Centrales Suisse)
Autor:	Merz, Christine / Thélin, Philippe / Persoz, Francis-Pierre
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-52800

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: 16.01.2026

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

Influences respectives du métamorphisme et de la déformation sur l'état structural des feldspaths potassiques du granite de Medel (Massif du Gothard, Alpes Centrales Suisse)

par *Christine Merz*¹, *Philippe Thelin*² et *Francis-Pierre Persoz*¹

Abstract

Evidences of the K-feldspar discontinuity (low-high microcline, LM-HM) allow BAMBAUER and BERNOTAT (1982) to propose an isograd in the External Crystalline Massifs (Aar, Gotthard), north of the «staurolite in» isograd. In this paper the influence of the deformation on this discontinuity in the Medel granite is shown.

On a north-south profile, specimens of K-feldspar megacrysts were sampled from undeformed and deformed granite (Alpine Tertiary heterogeneous deformation) and analysed by XRD. Al distribution in the tetrahedral sites calculated from lattice parameters, chemical composition and triclinicity index shows that the majority of analysed crystals contains a major and a subordinate phase with two contrasting structural states (LM and HM).

A HM-LM isograd may be defined in two different ways according to the postulated pre-Alpine structural state of the K-feldspars. For initially respectively submonoclinic and triclinic states, the isograd corresponds to the first appearance of respectively low and high microcline. In the less deformed granite the «isograd» forms a kilometric transition zone (Fig. 12), limited in the north by the first HM and in the south by the first LM. The transition zone itself is characterized by a mixture of structural states in major phases. In the strongly deformed granite (orthogneiss), this “isograd” is about 10 kilometers large.

In a more general sense, independent of any hypothesis on pre-Alpine structural state of the K-feldspar, deformation enhances the Al/Si diffusion.

Keywords: K-feldspar, structural state, Al/Si-distribution, deformation, metamorphism, Gotthard massif, Switzerland.

Résumé

La discontinuité des états structuraux (high microcline–low microcline) dans les feldspaths potassiques (KF) a permis de définir une isograde dans le domaine des massifs cristallins externes. Le présent travail examine l'influence de la déformation sur cette discontinuité par l'exemple du granite de Medel, situé au nord de l'isograde de l'apparition du staurotide.

Une étude par XRD des mégacristaux de KF a été réalisée à partir d'un échantillonnage nord-sud dans les domaines déformés et non-déformés, résultant de la déformation hétérogène tertiaire enregistrée par le granite. L'étude de la distribution de Al dans les sites tétraédriques, calculée à partir des paramètres de maille, de la composition chimique et de l'indice de triclinicité conduit à une interprétation nuancée de cette isograde. Selon l'hypothèse d'un état initial submonoclinique ou triclinique, la position de l'isograde se définit par la première apparition de low ou de high microcline.

En général, chaque cristal contient une phase majeure et une phase subordonnée, dont les états structuraux sont différents.

Dans les faciès non déformés, l'isograde forme une bande kilométrique caractérisée par des états structuraux mixtes, exprimés par les phases majeures (limitée par la première apparition de HM au nord et de LM au sud). Dans les faciès déformés, cette bande atteint environ 10 km de largeur. Il apparaît que la déformation, indépendamment de l'état structural initial, favorise la transition structurale.

¹ Institut de Géologie, Université de Neuchâtel, 11 rue Emile Argand, CH-2000 Neuchâtel

² Institut de Minéralogie, Université de Lausanne, BFSH2, CH-1015 Lausanne-Dorigny

I. Introduction

1.1. BUTS DU PRÉSENT TRAVAIL

Ce travail sur l'état structural des feldspaths potassiques (KF) du granite tardi-hercynien de Medel (Massif du Gothard) s'inscrit à la fois dans le cadre d'une étude régionale de pétrographie structurale (MERZ, 1989) et dans la prolongation des travaux sur l'isograde microcline/sanidine (BAMBAUER et BERNOTAT, 1982; BERNOTAT et BAMBAUER, 1982) qui, selon ces auteurs, affecte de manière tranchée et sur une distance E-W de 140 km l'ensemble des Alpes Centrales Suisses¹). Le granite porphyroïde de Medel est affecté par le métamorphisme alpin associé à une déformation hétérogène, ce qui offre la possibilité d'étudier l'influence respective de deux facteurs essentiels de la transition discontinue «ordre->désordre Al/Si» des feldspaths potassiques, à savoir la température et la déformation, et ceci selon un profil N-S (coupe du Val Medel, cf. fig. 1). Cette orientation est idéale puisqu'elle recoupe perpendiculairement les isogrades du métamorphisme alpin (FREY et al., 1976).

BAMBAUER et BERNOTAT (1982 a et b) ont mis en évidence une isograde microcline/sanidine (=low/high microcline), pour l'essentiel par une étude par XRD (X-ray diffraction) sur onze profils N-S. Géographiquement, elle se situe entre l'isograde de la disparition du stilpnomélane et celle de l'apparition du staurotide (FREY et al., 1976). Ils interprètent la discontinuité dans les feldspaths potassiques comme une relique d'une isograde tardi-alpine de transformation de la sanidine en microcline. Les conditions P-T correspondantes à cette transformation seraient de 450°C ($=T_{\text{diff}}$ =température de diffusion nécessaire au changement de l'état structural) et 3 kb. Ce brusque saut de l'état structural résulterait, de part et d'autre de l'isograde, d'une redistribution différentielle d'Al et de Si dans les feldspaths potassiques reliques lors du métamorphisme alpin prograde. Au sud de celle-ci, une température élevée ($>T_{\text{diff}}$) aurait été atteinte durablement pour permettre le désordonnancement partiel de la topologie Al/Si. Au cours de la phase rétrograde, les KF auraient préservé tout ou partie de leur désordre structural. Par contre, au nord, la température n'aurait pas atteint T_{diff} , voire juste atteint T_{diff} , mais pendant un laps de temps très

réduit, ce qui aurait entraîné le maintien d'un ordre prononcé ou même une évolution vers un ordonnancement maximum (cas du low microcline).

La définition de cette isograde basée sur l'évolution du KF en phase minérale relique lors d'un métamorphisme ultérieur peut prêter à confusion. La nature structurale et chimique du KF pré-métamorphique demeure hypothétique et l'on postule souvent abusivement qu'elle fut identique dans tous les cas. De plus, il demeure nombre d'incertitudes sur les évolutions possibles d'un état initial (ordre->désordre Al/Si et composition Or-Ab-An%) en fonction du gradient métamorphique subi et/ou de la déformation strictement mécanique. Aussi était-il intéressant de reconsidérer, dans un petit secteur, les résultats de BAMBAUER et BERNOTAT afin de tenter de répondre aux questions suivantes:

– Quelle est la nature exacte de cette isograde sur un profil situé au Val Medel (fig. 1), à savoir: degré d'ordre <-> désordre Al/Si et composition des polymorphes de KF sensés être "stables" de part et d'autre de cette ligne de transition discontinue ?

– La phase structurale dominante, aussi bien au nord qu'au sud de l'isograde, coexiste-t-elle avec une phase structurale mineure ?

– De quelle manière les effets propres ou conjoints du métamorphisme et de la déformation affectent-ils le tracé de cette isograde ?

– Est-il possible de postuler l'état initial (anté-alpin) du KF relique et, par ce biais, de préciser la polarité de réaction, le chemin d'ordonnancement ou de désordonnancement au cours du métamorphisme alpin ?

Pour ce faire, le granite de Medel a été échantillonné le long de la route du Val Medel et au sud du col du Lukmanier selon un profil N-S, en choisissant des faciès porphyroïdes préservés et des zones de gneissification et de cisaillement résultant de la déformation alpine synschisteuse et hétérogène (ci-dessous dénommés gneiss). Dans la mesure du possible, on a essayé de prélever des couples d'échantillons "granite-gneiss" à la même latitude.

Le secteur échantillonné se situe entièrement au sud de l'isograde de BAMBAUER et BERNOTAT. Ceci est intentionnel, car le tracé de l'isograde de BAMBAUER et BERNOTAT (1982 b, fig. 2) se fonde apparemment sur un seul échantillon de high microcline (relique?) analysé dans les orthogneiss du "vieux socle", bien que la transition généralisée, de low à high microcline, telle que nous l'avons constatée, se place plus au sud, à l'intérieur du granite de Medel.

¹ La définition de cette isograde correspond à la première apparition de high microcline du nord vers le sud.

1.2. CADRE GÉOLOGIQUE

Le granite de Medel constitue avec la granodiorite de Cristallina et la diorite d'Ufiern (ne figure pas sur la fig. 1) un complexe intrusif tard-hercynien, daté à 315 Ma. (U235/Pb207, GRÜNNENFELDER, 1962) (fig. 1). Mis en place sur la bordure SE du Massif du Gothard, il est discordant par rapport aux structures hercyniennes du socle encaissant composé d'ortho- et de paragneiss, d'âge pré-westphalien.

Le profil étudié suit le Val de Medel, le long duquel le corps granitique montre son extension N-S maximale d'environ 8 km. Deux affleurements, situés sur l'extrémité sud du Massif du Gothard, permettent de prolonger le profil au sud du col du Lukmanier.

Les déformations enregistrées par ce granite sont certainement alpines, notamment la foliation qui se poursuit dans les séries mésozoïques de la couverture du Massif du Gothard. Grâce à l'hétérogénéité de la déformation alpine, exprimée par plusieurs systèmes de cisaillements ductiles et une foliation pénétrative, le granite présente encore des zones non déformées à caractère magmatique relique (MERZ, 1989). L'intensité

du métamorphisme alpin augmente du nord vers le sud. Il se manifeste par une zonation métamorphique concentrique autour du noyau "lépontin" hautement métamorphique. L'isograde de l'apparition du chloritoïde (400° et 3 kb) se situe sur la bordure sud du Massif de l'Aar, quelques kilomètres au nord du complexe intrusif Medel-Cristallina. Celle de l'apparition du staurolite (500°-550° et 5 kb) coupe le profil du Val Medel au niveau du col du Lukmanier (FREY et al., 1976).

1.3. PÉTROGRAPHIE ET MÉTAMORPHISME

1.3.1. Le KF du faciès granitique

La composition modale primaire du granite de Medel varie peu. Les constituants principaux sont, en proportions égales, le quartz, le plagioclase et le feldspath potassique (KF), auxquels s'ajoutent 5-10% de biotite et les minéraux accessoires tels que le zircon, le sphène, l'allanite, l'apatite, le rutile et les opaques (fig. 2). Le feldspath potassique est perthitique, maclé Carlsbad, et sa taille peut atteindre 2.5 cm. Il présente soit le quadrillage typique du microcline, soit un aspect trouble et tacheté avec des microdomaines dans lesquels se développe un quadrillage particulier, caractérisé par un aspect flou et des éléments de macle de dimensions variables. Les phénocristaux sont quelquefois légèrement corrodés et englobent des prismes idiomorphes de plagioclase et des grains de quartz. Dans les feldspaths potassiques les perthites s'interpénètrent soit en bandes, soit en flammèches jusqu'à parfois constituer trois «réseaux» distincts. Les perthites en taches et maclées sont moins fréquentes. Parfois les interfaces entre deux cristaux de KF sont occupées par des "swapped rims" (RAMBERG, 1962). L'exsolution du Na (perthite) semble aller de pair avec une décalcification des plagioclases: les teneurs en An% maximales des plagioclases primaires sont de l'ordre de 30%, mais la plupart des plagioclases sont en général complètement saussuritisés et transformés en albite. Au contact des feldspaths potassiques le plagioclase montre une couronne d'albite pure bourgeonnante vers l'intérieur du feldspath potassique. Le réseau de perthites avoisinant est perturbé et moins dense. Une albitisation du feldspath potassique se produit au contact avec la biotite chloritisée. La transformation du feldspath potassique en albite en échiquier est relativement rare.

Les transformations décrites ci-dessus sont antécinétiques par rapport à la déformation

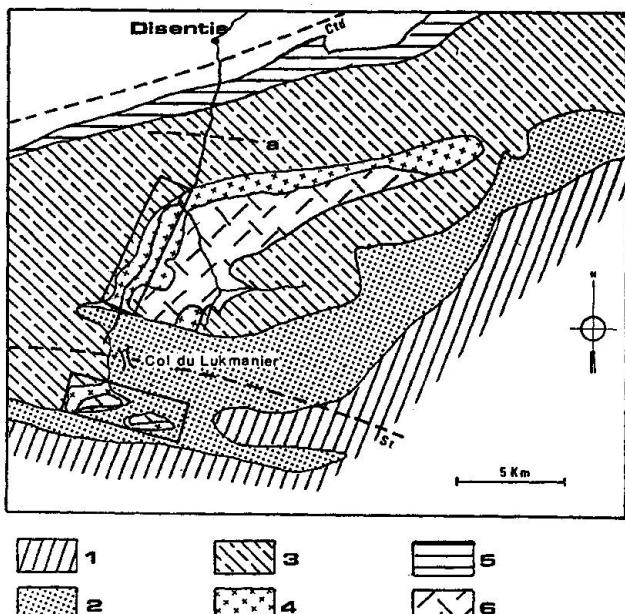


Fig. 1 Situation géographique et géologique du profil échantillonné (secteurs encadrés):

1 = domaine pennique, 2 = couverture mésozoïque du Massif du Gothard, 3 = ortho- et paragneiss du Massif du Gothard, 4 = granite de Medel, 5 = zone d'Urseren, 6 = granodiorite de Cristallina, a = isograde sanidine/microcline de BAMBauer et BERNOTAT (1982 a et b), ctd = isograde de l'apparition du chloritoïde, st = isograde de l'apparition de la staurolite.

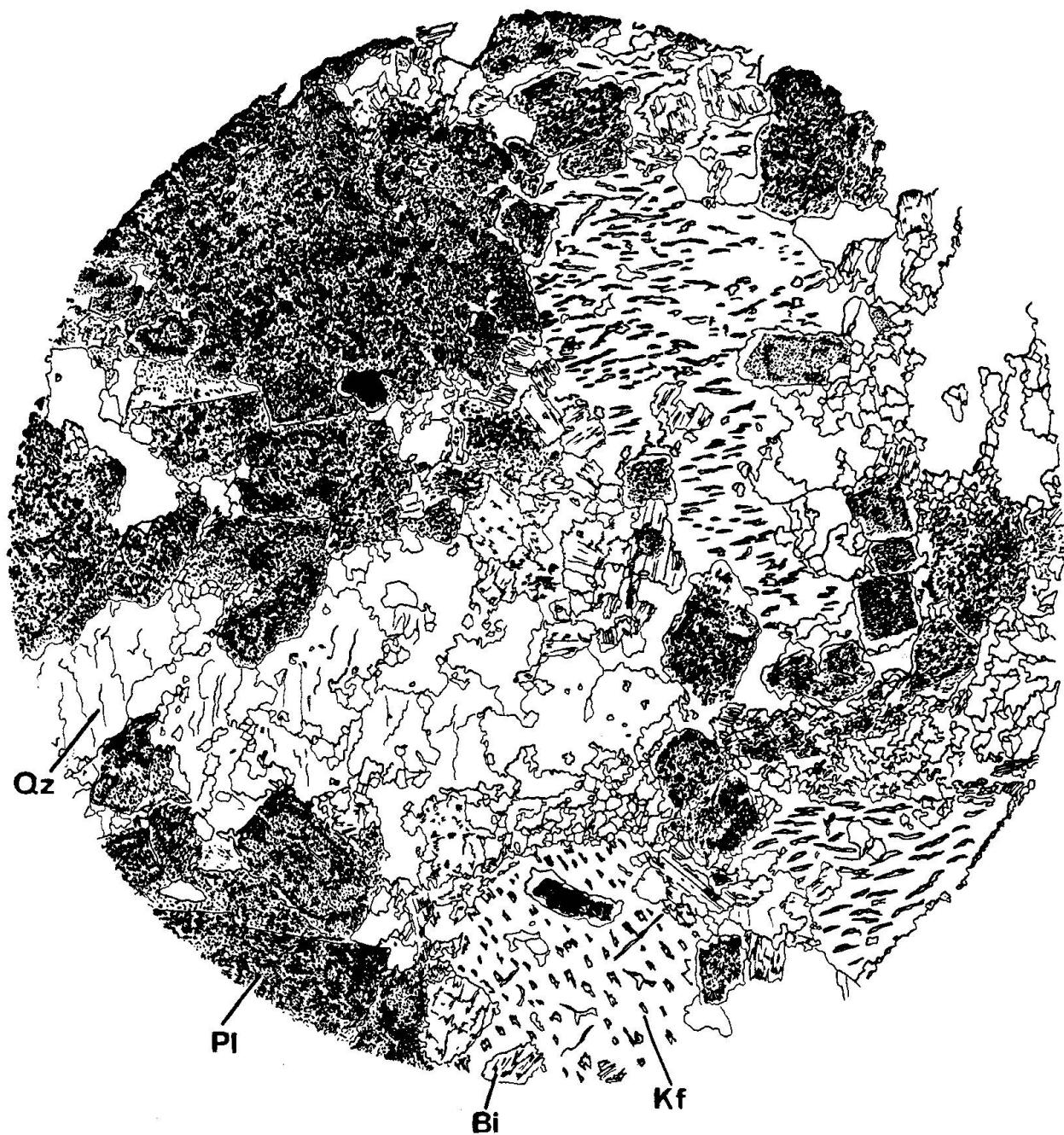


Fig. 2 Texture du granite de Medel non déformé de la bordure nord du complexe intrusif (M108). La texture massive et hétérogranulaire montre les phénocristaux idiomorphes de feldspath potassique et des plagioclases saussuritisés en agrégat de prismes imbriqués. Les interstices sont remplis par le quartz et les paillettes enchevêtrées de biotite brune. Autres explications dans le texte.

alpine. La question de savoir, s'il s'agit de transformations deutériques ou éocinématiques, et dans quelle mesure, reste ouverte.

1.3.2. Le KF du faciès gneissique

Les déformations au sein du granite se sont produites dans les conditions du faciès des schistes verts au nord du col du Lukmanier et faciès

des amphibolites au sud. Elles conduisent à la formation d'un orthogneiss (fig. 3) et, localement, à des mylonites et ultramylonites. Les mylonites et ultramylonites, dont la granulométrie trop fine ne permettait pas un prélèvement correct du matériel d'analyse, n'ont pas été prises en considération.

Le KF montre un comportement essentiellement rigide. Une extinction roulante peut être

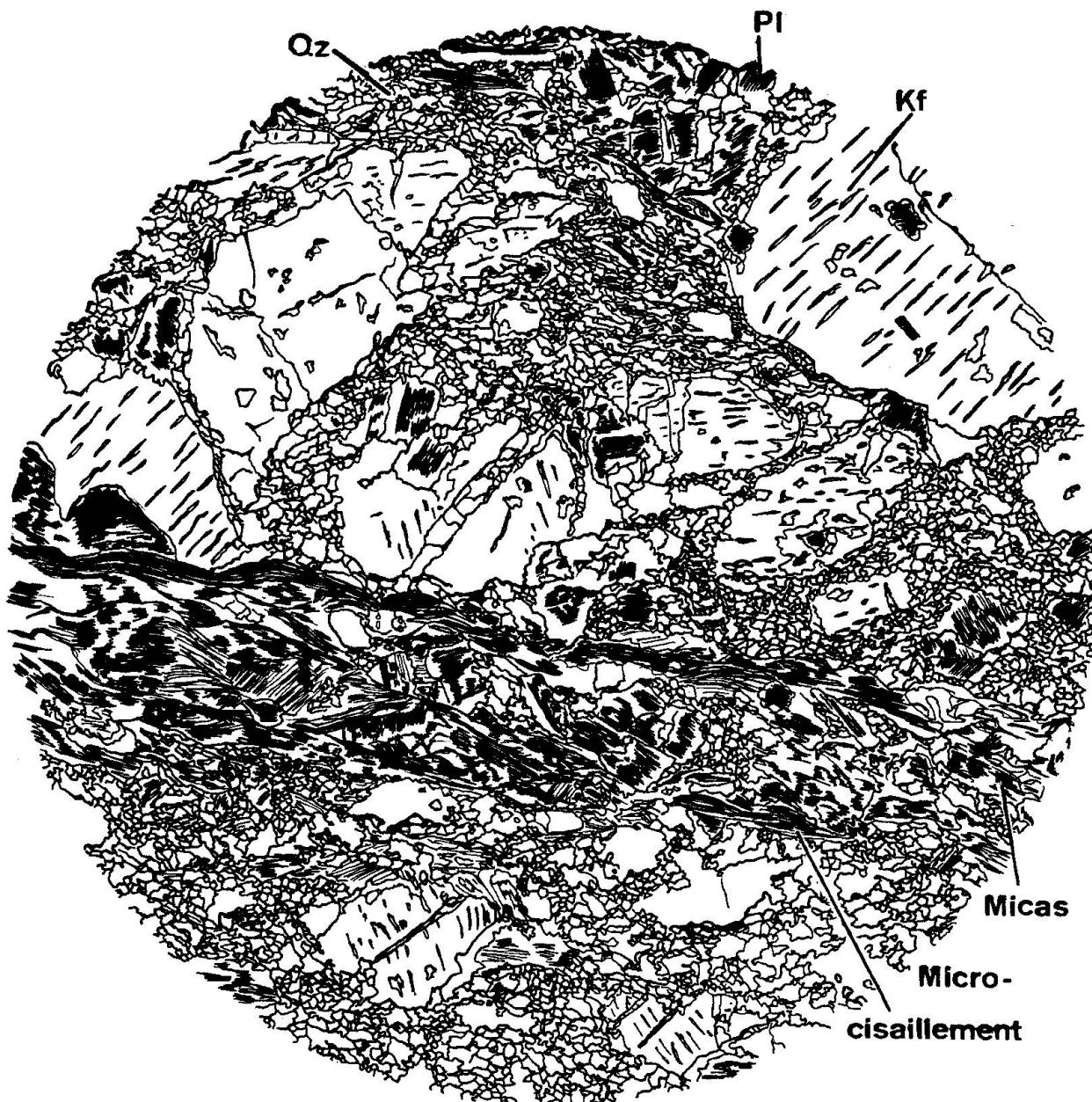


Fig. 3 Texture du granite de Medel déformé de la bordure nord du complexe intrusif (M101). Les transformations métamorphiques syncinématiques sont rétrogrades. Le plagioclase est complètement saussurisé et il en résulte un amalgame de séricite, clinzoïsite, albite et quartz allongé en rubans lenticulaires. La biotite est chloritisée et parfois transformée en epidote. Le quartz subit une déformation plastique intracristalline. Plagioclase, quartz et micas représentent le support ductile de la déformation conduisant à la formation des plans de foliations et de microcisiailllements. Autres explications dans le texte.

observée parfois dans les clastes situés au voisinage direct des microcisiailllements, et des sous-grains apparaissent dans les sites de haute déformation. Les KF se fracturent selon des plans conjugués obliques aux microcisiailllements. Les fissures sont soudées par des recristallisations de quartz, albite, mica blanc en peigne, allongés perpendiculairement aux plans de fracture. Une albitisation intense a lieu le long de ces fractures.

Le développement de l'albite en échiquier y est rare. Par contre les interfaces de deux feldspaths potassiques peuvent être le lieu d'apparition de sous-grains albitiques, parfois maclés polysynthétiquement. A partir des marges albitisées se développent également des bandes granoblastiques albitiques. Les deux mécanismes, cataclase et albitisation, tendent à arrondir et réduire la taille des phénoclastes.

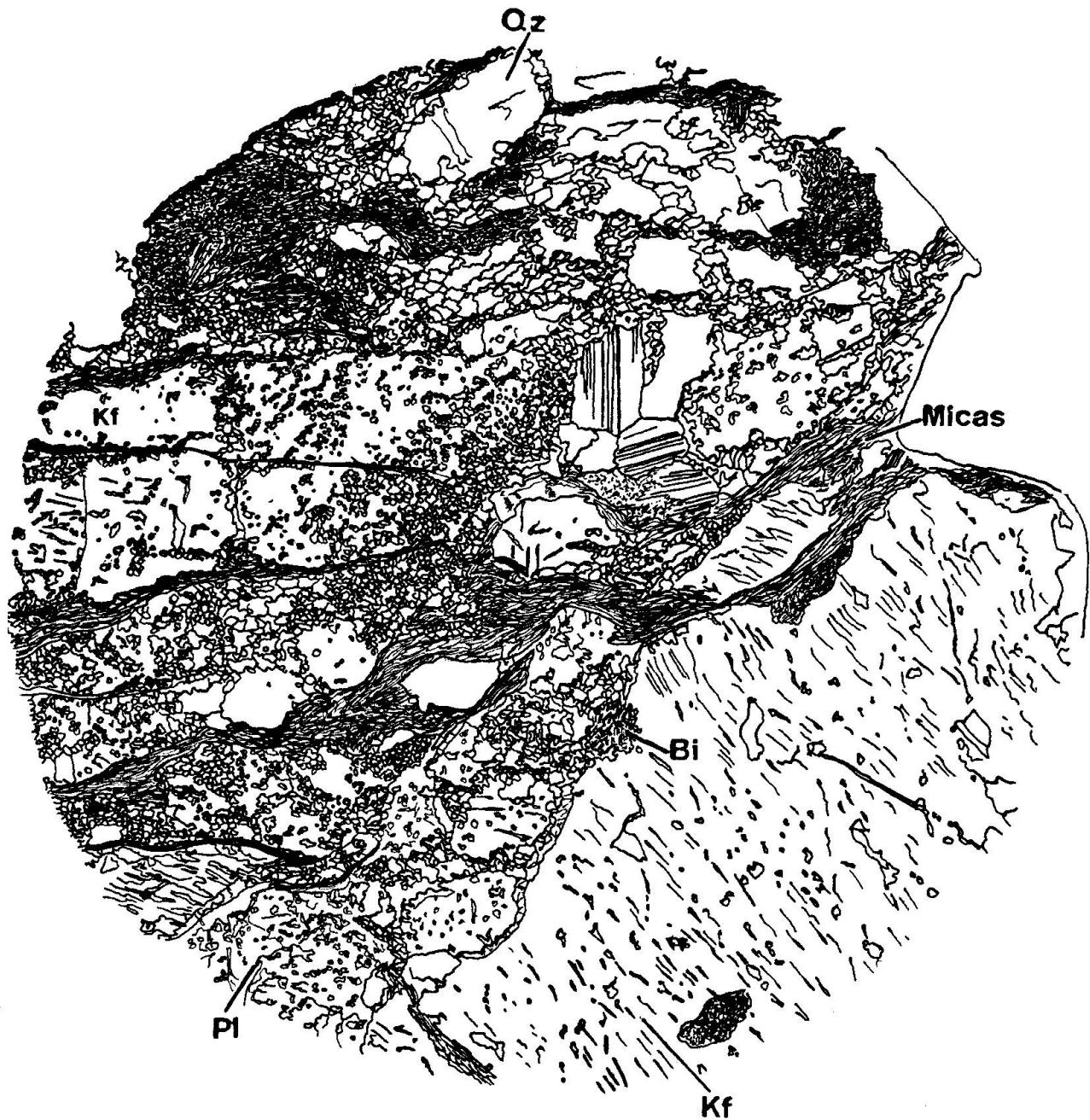


Fig. 4 Texture du granite de Medel déformé de la bordure sud du complexe intrusif (M 127). Explications dans le texte.

– A l'approche de l'isograde de l'apparition du staurotide, les changements suivants interviennent (cf. fig. 4):

Dans les niveaux granoblastiques en plus de l'albite, cristallise de plus en plus fréquemment l'oligoclase. Environ trois kilomètres au nord de l'isograde de l'apparition du staurotide, on observe la recristallisation de l'oligoclase à partir du plagioclase primaire saussurisé. Dans les lits

micacés des mylonites apparaissent des blastes syn- à postcinématiques d'albite ou d'oligoclase. En ce qui concerne l'évolution du plagioclase, nos observations concordent avec celles de STECK (1976).

– Simultanément apparaissent de rares granoblastes syn- à postcinématiques isolés de microcline quadrillé disséminés dans la matrice blastomylonitique. L'absence de perthite et d'albitisa-

tion, la qualité du quadrillage ainsi que leurs joints en points triples les distinguent des phénoclastes de KF primaire. Néanmoins nous n'avons pas pu constater une recristallisation généralisée du KF comme le décrit VOLLM (1976) dans la région de la bordure sud du massif du Gothard.

– Les perthites d'exsolution recristallisent sous forme de mica blanc et de quartz avec albitisation du KF avoisinant, à partir du Col du Lukmanier en direction du Sud.

– Vers le sud disparaissent progressivement les KF à quadrillage caractéristique uniformément distribué dans l'ensemble du cristal.

– Le KF est progressivement remplacé par l'albite et, vers le sud, par l'oligoclase et le quartz. L'ensemble recristallise en agrégats polygonaux avec, au cœur, le KF relique à l'état squelettique.

– La taille moyenne des blastes de quartz et mica augmente, avec cristallisation de plus en plus fréquente d'une seconde génération de micas postcinématiques.

La culmination du métamorphisme alpin a été atteinte pendant (bordure nord de l'intrusif) et après (à partir du col vers le sud) la phase principale de déformation, ceci en accord avec de nombreux auteurs (par exemple CHADWICK, 1968; THAKUR, 1973).

1.4. RAPPEL THÉORIQUE SUR L'ÉTAT STRUCTURAL DES FELDSPATHS ALCALINS

Grâce aux travaux pionniers de GOLDSMITH et LAVES (1954 a et b), ORVILLE (1967), MEGAW (1956, 1974), KROLL (1971, 1973), STEWART et WRIGHT (1974) et EGGLETON et BUSECK (1980), le formalisme de l'expression du degré d'ordre <-> désordre Al/Si des feldspaths alcalins est bien établi sur une base topologique affinée qui permet, par l'intermédiaire de l'analyse par diffraction des rayons X, de caractériser avec grande précision l'état structural d'un composé. On trouvera dans KROLL et RIBBE (1983), RIBBE (1983 a et b, 1984) et PARSONS et BROWN (1984) d'excellentes revues précisant la signification des équations et des paramètres utilisés dans le présent travail. Il convient cependant de rappeler certains éléments de ce formalisme utilisés dans le cadre de cette étude.

Un composé d'ordre maximum (low albite, low microcline) est caractérisé par les paramètres suivants: $t1o=1$ et $t1m+t2o+t2m=0$. Ceci désigne le fait que la probabilité de trouver l'unique atome d'Al disponible dans le site T1O est maxi-

male, ce qui par définition est l'expression d'un ordre idéal. Un composé d'ordre intermédiaire, de moindre triclinicité, s'exprime par une évolution de cette probabilité structurale dans le sens où $t1o>t1m>t2o+t2m$ (leur somme devant être égale à 1). Les équations utilisées pour calculer ces paramètres en fonction des paramètres de maille directs et réciproques sont celles de KROLL et RIBBE (1983). L'indice Δ de GOLDSMITH et LAVES (1954 b) permet de caractériser approximativement, à partir des raies 131 et 131, l'indice de triclinicité d'une phase; il vaut 0 pour une symétrie monoclinique et 1 pour une triclinicité maximale. L'indice de KROLL (1973) $\Delta_{tr}(\text{\AA}) = Tr[110](\text{\AA}) - Tr[\bar{1}\bar{1}0](\text{\AA})$ est égal à 0 pour un état monoclinique maximal (high sanidine) et égal à 0.2905 pour un état triclinique maximal (low microcline). L'indice «strain index» de STEWART et WRIGHT (1974) $\Delta(\text{\AA})$ est utilisé en tant que test de normalité de la maille élémentaire. L'estimation de la composition Or% peut se calculer via le volume (\AA^3) ou selon la position angulaire de la raie 201 (ORVILLE, 1967; KROLL et RIBBE, 1983)

2. Résultats

2.1. ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNÉES

A la suite d'une étude cartographique, structurale et pétrographique (MERZ, 1989), 44 échantillons (27 en faciès non déformé et 17 en faciès déformé) ont été sélectionnés suivant le profil tracé sur la figure 1. Quelques échantillons ont été analysés à la microsonde. Après examen optique minutieux, une extraction de KF, de l'ordre de 5-10 mg, a été effectuée par fraisage. Suite à un bref broyage au mortier et à une homogénéisation du standard interne (Si métal), chaque prise fut montée sur un support de verre.

L'analyse fut produite par un diffractomètre XRD RIGAKU (système automatisé ROTAFLEX D/max-B) implanté au laboratoire RX de l'Institut de Minéralogie (Université Lausanne). Grâce à un programme de pilotage très affiné, tous les échantillons furent soumis à la diffraction dans des conditions strictement comparables, à savoir:

enregistrement de 15° à $70^\circ(2\theta)$; pas: $0.01^\circ(2\theta)$;
constante de temps: 1 sec.; vitesse: $2^\circ(2\theta)/\text{min}$;
 $\lambda 1.54178(\text{\AA})-(\text{Cu K}\alpha)$; KV = 40; mA = 30.
Fente 1:1; fente 2:0.15; fente 3:1.

Par la suite les spectres bruts digitalisés sont soumis à un traitement de données afin, principalement, d'éliminer le bruit de fond, de procéder à un lissage et d'éliminer la contribution de $K\alpha_2$. Le programme «Peak Search» permet rapidement d'obtenir un listing des raies de diffraction ($Cu K\alpha 1$) ainsi qu'un diffractogramme.

Après contrôle de la standardisation interne, l'indexation des réflexions est effectuée par l'intermédiaire des standards de BORG et SMITH

(1969), repris par SMITH (1974). On considère un nombre maximal de raies afin, via le programme LATCON, de calculer les paramètres de maille directes et réciproques. On accorde une attention particulière à la position et à la morphologie des pics: $\bar{2}01$, 131 , $1\bar{3}1$, 060 , $\bar{2}04$ (méthodes de GOLDSMITH et LAVES (op. cit), WRIGHT (op. cit.) et STEWART et WRIGHT (op. cit)).

La difficulté majeure de l'indexation provient du fait que nombre d'échantillons révèle un mé-

Tab. 1 Paramètres de la maille élémentaire avec l'erreur sur le calcul et positions des pics caractéristiques des échantillons analysés du profil du Val Medel.

D = échantillon déformé, ND = échantillon non déformé, * = angle 2θ $Cu K\alpha_1$ observé.

Les différences entre les angles 2θ observés et calculés ne sont pas significatives.

sample	Coord.y	Coord.x	a	b	c	alpha	beta	gamma	20-4	060	131	1-31	D / ND
			[\AA]	[\AA]	[\AA]	[$^{\circ}$]	[$^{\circ}$]	[$^{\circ}$]	[2θ]				
M108	165.400	707.375	8.562 +/- 0.006	12.962 0.007	7.219 0.003	90.61 0.07	115.94 0.05	87.66 0.05	50.54	41.82	29.52	30.24	ND
M277	165.335	707.000	8.591 +/- 0.023	12.975 0.027	7.210 0.012	90.24 0.32	115.53 0.23	90.05 0.30	50.54	41.72	29.86	-----	D
M279	165.250	707.000	8.571 +/- 0.004	12.961 0.003	7.217 0.002	90.72 0.03	115.90 0.03	87.68 0.03	50.54	41.80	29.46	30.20	ND
M300C	165.125	707.075	8.568 +/- 0.005	12.961 0.004	7.221 0.003	90.60 0.04	115.89 0.03	87.70 0.04	50.52	41.80	29.44	30.22	ND
M300B	165.125	707.075	8.564 +/- 0.005	12.964 0.005	7.220 0.003	90.62 0.05	115.86 0.05	87.67 0.04	50.54	41.80	29.44	30.20	D
M101	165.100	706.975	8.563 +/- 0.004	12.969 0.005	7.225 0.003	90.67 0.06	115.94 0.04	87.60 0.05	50.50	41.82	29.40	30.22	D
M110	164.875	707.080	8.582 +/- 0.011	12.961 0.012	7.219 0.006	90.60 0.14	115.79 0.13	87.76 0.09	50.50	41.78	29.38	30.20	D
M282E	164.825	706.675	8.569 +/- 0.005	12.960 0.005	7.221 0.003	90.63 0.05	115.92 0.03	87.66 0.04	50.52	41.80	29.42	30.22	ND
M282C	164.825	706.675	8.567 +/- 0.006	12.966 0.004	7.220 0.002	90.53 0.05	115.97 0.03	87.76 0.05	50.54	41.80	29.42	30.22	D
M516	164.375	706.175	8.582 +/- 0.011	12.950 0.010	7.207 0.005	90.93 0.14	115.94 0.12	87.65 0.01	50.63	41.83	29.50	30.18	D
M112	164.010	706.100	8.574 +/- 0.007	12.969 0.008	7.221 0.005	90.60 0.08	115.88 0.10	87.64 0.06	50.52	41.76	29.42	30.20	ND
M52	164.010	706.100	8.570 +/- 0.004	12.959 0.003	7.217 0.001	90.54 0.03	115.70 0.02	87.79 0.03	50.54	41.82	29.42	30.22	ND
M116	163.400	706.025	8.567 +/- 0.006	12.972 0.006	7.221 0.003	90.69 0.05	115.95 0.03	87.60 0.06	50.54	41.80	29.44	30.22	ND
M285L	163.350	706.000	8.573 +/- 0.009	12.978 0.010	7.215 0.005	90.56 0.09	115.76 0.06	87.81 0.08	50.56	41.76	29.38	30.12	D
M285H	163.350	706.000	8.570 +/- 0.007	12.970 0.010	7.216 0.005	90.11 0.11	116.40 0.13	89.64 0.11	50.56	41.76	29.86	-----	D
M121	163.325	706.000	8.578 +/- 0.006	12.959 0.007	7.209 0.003	89.81 0.09	116.27 0.09	89.92 0.05	50.64	41.76	29.84	-----	D
M117A	163.100	706.000	8.568 +/- 0.007	12.966 0.007	7.218 0.004	90.49 0.07	115.88 0.06	87.81 0.05	50.52	41.76	29.42	30.22	ND
M117B	163.100	706.000	8.558 +/- 0.007	12.955 0.007	7.208 0.005	90.67 0.07	115.86 0.06	87.56 0.05	50.64	41.86	29.42	30.22	ND
M514	162.575	705.800	8.554 +/- 0.010	12.975 0.013	7.214 0.007	90.74 0.12	115.83 0.08	87.66 0.07	50.56	41.72	29.48	30.20	ND

lange de KF, d'état structuraux distincts et co-existent au sein d'un même macrocristal (par ex: une dominante de low microcline et une phase subordonnée de high microcline). Ceci peut se traduire par la coexistence de trois ou quatre raies de la famille (131). Après indexation et vérifications, les angles 2θ ainsi que les hkl constituent le fichier d'entrée du programme LAT-CON (LATtice CONstants refinement by the least square refinement method, copyright Prof.

D. Schwarzenbach, Inst. de Cristallographie, Université Lausanne). Les paramètres de maille ainsi obtenus, de même que d'autres données diffractométriques (positions 2θ de $\bar{2}01$, $\bar{1}31$ et 131), sont traitées par le programme FEALC (copyright Labo RX, Lausanne) qui permet d'obtenir, avec une extension graphique, les paramètres structuraux nécessaires ainsi qu'une estimation de la composition (Or%) du composé analysé (tab. 1 et 2).

Tab. 1 (cont.)

sample	Coord.y	Coord.x	a	b	c	alpha	beta	gamma	20-4	060	131	1-31	D / ND	
			[Å]	[Å]	[Å]	[°]	[°]	[°]	[2 0] *	[2 0] *	[2 0] *	[2 0] *		
M515A	162.575	705.800	8.575	12.958	7.219	90.62	116.01	87.76	50.56	41.82	29.52	30.18	D	
M515B	162.575	705.800	+/- 0.015	0.010	0.005	0.09	0.09	0.09	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	D	
M509H	162.200	705.650	+/- 0.006	0.007	0.004	0.07	0.05	0.05	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	
M513L	161.250	704.925	+/- 0.007	0.007	0.003	0.09	0.05	0.07	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	
M512	161.075	704.875	+/- 0.012	0.019	0.008	0.14	0.10	0.12	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	
M124	161.075	704.875	+/- 0.010	0.016	0.006	0.23	0.15	0.21	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	
M293	161.075	704.650	+/- 0.007	0.008	0.004	0.09	0.05	0.07	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	
M301B	160.600	704.175	+/- 0.014	0.017	0.008	0.27	0.27	0.26	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	
M3011D	160.600	704.175	+/- 0.005	0.010	0.004	0.11	0.08	0.09	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	
M125	160.550	704.550	+/- 0.004	0.006	0.002	0.06	0.06	0.06	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	D	
M127A	160.350	704.650	+/- 0.013	0.014	0.007	0.15	0.11	0.15	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	
M127B	160.350	704.650	+/- 0.007	0.010	0.004	0.16	0.11	0.10	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	
M3221	160.175	704.625	+/- 0.010	0.013	0.005	0.14	0.12	0.14	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	
M3222	160.175	704.625	+/- 0.003	0.005	0.002	0.05	0.03	0.05	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	
M317	160.025	704.625	+/- 0.008	0.008	0.004	0.09	0.06	0.06	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	
M316C	160.000	704.625	+/- 0.005	0.006	0.003	0.06	0.04	0.05	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	D	
M316C2	160.000	704.625	+/- 0.014	0.016	0.007	0.23	0.17	0.15	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	D	
M327	159.975	701.325	+/- 0.010	0.011	0.004	0.11	0.11	0.11	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	
M207	155.325	703.500	+/- 0.011	0.014	0.007	0.22	0.09	0.29	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	
M128A	155.600	705.000	+/- 0.008	0.009	0.004	0.08	0.06	0.10	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	D	
M128B	155.600	705.000	+/- 0.011	0.014	0.007	0.18	0.15	0.10	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	D	
M129B	154.650	706.500	+/- 0.013	0.018	0.008	0.35	0.19	0.25	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	
M129	154.650	706.500	+/- 0.007	0.007	0.011	0.005	0.17	0.09	0.10	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	D
M130	154.650	706.450	+/- 0.007	0.013	0.005	0.14	0.09	0.15	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	+/- 0.03	ND	

Tab. 2 Nombre de pics utilisés pour le programme LATCON, volume, composition chimique, paramètres de la distribution de Al dans les sites tetraédriques et normalité de la maille élémentaire des échantillons analysés du profil du Val Medel. Significations des données: voir texte.

mole% Or: calculé d'après 201

mole% Or *: calculé d'après le volume de la maille

D= échantillon déformé, ND= échantillon non déformé

sample	Coord.Y	Coord.X	#pics	volume	ZOr	t1o	t1m	2t2	△ tr			strain index a[Å]	D/ND
									[mol%]	[mol%]	Tr[110]	Tr[1-10]	
M108	165.400	707.375	22	719.83	95.78	0.99	0.01	0.00	0.29	7.91	7.62	0.02	ND
M277	165.335	707.000	13	725.23	85.77	0.44	0.45	0.11	0.00	7.78	7.78	0.01	D
M279	165.250	707.000	17	720.60	93.94	0.98	0.01	0.00	0.29	7.91	7.62	0.04	ND
M300C	165.125	707.075	24	720.78	93.94	0.99	0.00	0.00	0.29	7.91	7.62	-0.01	ND
M300B	165.125	707.075	22	720.68	97.62	0.99	0.01	0.00	0.29	7.91	7.62	0.00	ND
M101	165.100	706.975	15	720.90	92.09	1.00	0.00	0.00	0.30	7.92	7.62	-0.07	D
M110	164.875	707.080	15	722.42	99.50*	0.97	0.01	0.02	0.28	7.91	7.63	0.06	D
M282E	164.825	706.675	31	720.66	97.62	1.00	0.00	0.00	0.29	7.91	7.62	0.02	ND
M282C	164.825	706.675	17	720.42	92.09	0.96	0.01	0.03	0.28	7.91	7.63	-0.07	D
M516	164.375	706.175	10	719.64	96.70	0.96	0.04	0.00	0.29	7.91	7.62	0.14	D
M112	164.010	706.100	20	721.78	99.46	0.99	0.01	0.00	0.29	7.92	7.62	-0.03	ND
M52	164.010	706.100	17	720.46	93.93	0.95	0.01	0.03	0.28	7.91	7.63	0.05	ND
M116	163.400	706.025	20	720.91	95.78	1.00	0.00	0.00	0.30	7.92	7.62	-0.06	ND
M285L	163.350	706.000	14	722.43	97.62	0.92	0.08	0.00	0.27	7.91	7.64	-0.04	D
M285H	163.350	706.000	12	718.44	91.03	0.53	0.40	0.06	0.04	7.80	7.75	-0.01	D
M121	163.325	706.000	19	718.60	91.03	0.47	0.45	0.08	0.01	7.78	7.77	0.10	D
M117A	163.100	706.000	22	720.86	99.46	0.94	0.02	0.04	0.27	7.91	7.63	0.01	ND
M117B	163.100	706.000	26	718.47	97.62	0.98	0.02	0.00	0.30	7.91	7.61	0.13	ND
M514	162.575	705.800	16	720.07	93.93	0.95	0.05	0.00	0.29	7.92	7.92	-0.05	ND
M515A	162.575	705.800	18	720.35	99.46	0.97	0.02	0.01	0.28	7.91	7.63	0.05	D
M515B	162.575	705.800	17	719.72	94.86	0.96	0.04	0.00	0.29	7.91	7.62	0.16	D
M509H	162.200	705.650	16	717.84	91.03	0.48	0.41	0.12	0.02	7.78	7.76	0.11	ND
M513L	161.250	704.925	14	720.45	93.90*	0.91	0.09	0.00	0.10	7.80	7.70	0.16	ND
M512	161.075	704.875	12	719.57	91.03	0.48	0.43	0.09	0.02	7.78	7.76	0.08	ND
M124	161.075	704.875	17	718.44	91.03	0.43	0.41	0.16	0.01	7.77	7.77	0.14	ND
M293	161.075	704.650	12	722.27	69.99	0.44	0.41	0.15	0.00	7.78	7.77	-0.15	D
M301B	160.600	704.175	17	720.97	89.28	0.46	0.42	0.13	0.01	7.78	7.77	-0.06	ND
M3011D	160.600	704.175	13	720.84	89.28	0.49	0.39	0.11	0.03	7.79	7.76	0.01	D
M125	160.550	704.550	12	718.20	94.54	0.48	0.45	0.07	0.01	7.77	7.76	0.13	ND
M127A	160.350	704.650	14	718.72	89.28	0.90	0.03	0.07	0.26	7.90	7.64	0.05	ND
M127B	160.350	704.650	16	719.77	91.03	0.49	0.41	0.10	0.03	7.79	7.76	0.00	ND
M3221	160.175	704.625	16	720.83	91.03	0.46	0.41	0.13	0.02	7.78	7.77	0.05	ND
M3222	160.175	704.625	14	720.43	92.79	0.50	0.40	0.10	0.03	7.79	7.76	0.07	ND
M317	160.025	704.625	15	722.53	91.03	0.40	0.45	0.15	0.00	7.78	7.79	0.06	ND
M316C	160.000	704.625	13	718.59	96.30	0.51	0.38	0.11	0.04	7.79	7.75	0.11	D
M316C2	160.000	704.625	17	719.67	89.28	0.37	0.38	0.25	0.00	7.78	7.78	0.10	D
M327	159.975	701.325	14	721.61	89.28	0.41	0.36	0.23	0.02	7.79	7.78	0.04	ND
M207	155.325	703.500	17	720.94	93.94	0.88	0.04	0.08	0.25	7.90	7.65	-0.03	ND
M128A	155.600	705.000	18	725.35	100.0*	0.77	0.20	0.02	0.17	7.88	7.70	0.02	D
M128B	155.600	705.000	10	720.57	94.20*	0.92	0.06	0.02	0.25	7.89	7.64	0.19	D
M129B	154.650	706.500	12	717.11	89.28	0.42	0.40	0.18	0.01	7.78	7.77	0.13	ND
M129	154.650	706.500	13	718.99	87.53	0.45	0.44	0.11	0.01	7.77	7.77	0.07	D
M130	154.650	706.450	14	718.19	96.30	0.50	0.40	0.10	0.03	7.79	7.75	0.09	ND

2.2. PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

Les résultats suivants sont établis sur l'analyse des phases dominantes, négligeant les phases subordonnées, dont les spectres ne permettent pas le calcul de la maille élémentaire.

2.2.1. Indice de triclinicité (fig. 5)

Une symétrie monoclinique n'a pas été mise en évidence. Deux états structuraux, low microcline et high microcline, apparaissent séparés par

une nette lacune dans leurs degrés de triclinicité. Tout au long du profil, on note la présence parallèle d'états structuraux de haute triclinicité et d'états structuraux submonocliniques. Les low microclines montrent une baisse de triclinicité avec l'augmentation de l'intensité du métamorphisme.

Dans le faciès non déformé, les low microclines sont remplacés progressivement par des high microclines en se déplaçant vers le sud. Dans le faciès déformé, l'évolution N-S est similaire mais le high microcline apparaît un peu plus au nord.

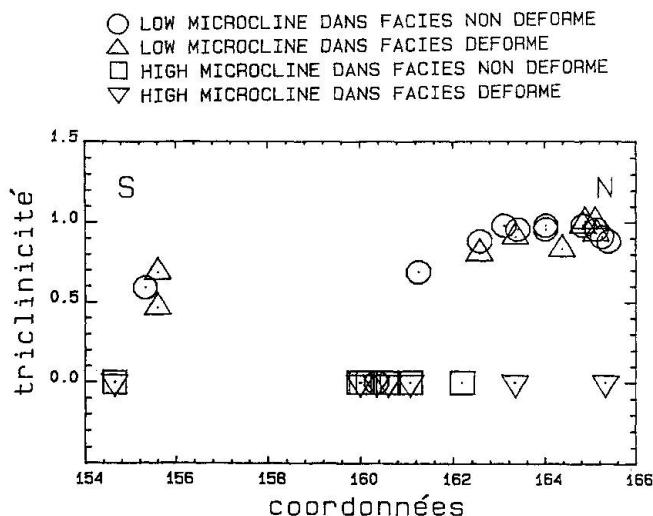


Fig. 5 Variations de l'indice de triclinicité D (GOLDSMITH et LAVES, 1954 b) le long du profil du Val Medel. Les coordonnées correspondent au réseau national géographique suisse. La lacune d'échantillonage entre les coordonnées 156 et 160 s'explique par la présence de la couverture mésozoïque du Massif du Gothard.

2.2.2. Composition mole % Or (ORVILLE 1967, KROLL et RIBBE 1983) (fig.6)

La variation globale de mole Or% dans l'ensemble des échantillons est comprise entre 85 et 100%. Les low microclines ont une teneur en mole Or% généralement plus élevée que les high microclines dont la teneur en mole Or% ne dépasse pas 96%. En parallèle on note une tendance à la baisse de mole Or% du nord vers le sud.

Les low microclines des faciès gneissiques sont plus riches en Na que les low microclines des faciès granitiques. Par contre, parmi les high microclines, on ne distingue pas de variation systématique de composition.

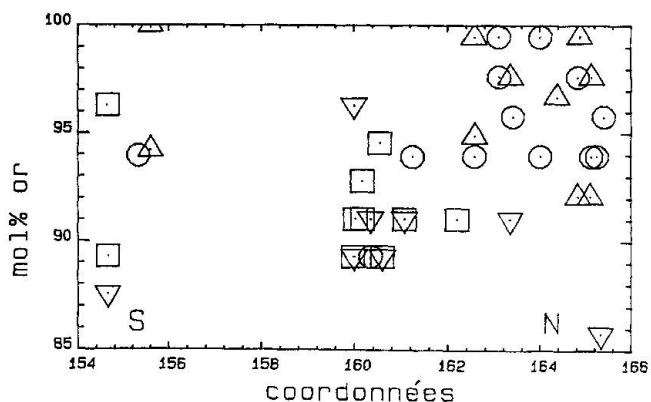


Fig. 6 Variations de la composition en mole% Or (ORVILLE, 1967; KROLL et RIBBE, 1983) le long du profil du Val Medel.

Il existe donc une corrélation positive entre l'état structural et la composition moléculaire, exprimée par une augmentation de la teneur en Na avec le désordonnancement structural.

2.2.3. Strain index $\Delta a(\text{\AA})$ (fig.7)

Le test de normalité de la maille élémentaire proposé par STEWART et WRIGHT (1974) compare le paramètre $a(\text{\AA})$ de la maille élémentaire estimé à partir des paramètres $b(\text{\AA})$ et $c(\text{\AA})$ et le même paramètre $a(\text{\AA})$ obtenu à partir de la position de la raie 201 ($a(\text{\AA})$ observé). La différence $\Delta a(\text{\AA}) = (a(\text{\AA}) \text{ observé} - a(\text{\AA}) \text{ estimé})$ est considérée par ces auteurs comme normale si $+0.05 > \Delta a > -0.05$. En dehors de ces valeurs, le réseau cristallin apparaît comme déformé. Ceci peut être dû par exemple à la présence d'un réseau dense de cryptoperthites.

Les $\Delta a(\text{\AA})$ des low microclines des faciès granitiques sont dans l'ensemble plus petits que ceux des low microclines des faciès gneissiques, mais pour la plupart des échantillons, restent compris entre -0.05 et 0.05 \AA .

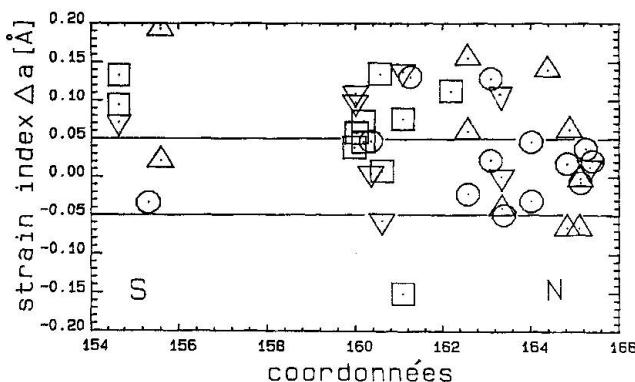


Fig. 7 Variations du «strain index» $\Delta a(\text{\AA})$ de STEWART et WRIGHT (1974) le long du profil du Val Medel.

Par contre les high microclines montrent en général un $\Delta a(\text{\AA})$ s'écartant de la gamme de normalité; ceci pourrait s'expliquer par leurs plus fortes teneurs en Na et par leur hétérogénéité structurale (EGGLETON et BUSECK, 1980). A l'échelle interne du cristal, d'état structural métastable, la coexistence de microdomaines (orthose, high microcline, low microcline etc.) se présente par l'intermédiaire d'une maille statistiquement perturbée.

La dispersion des valeurs de $\Delta a(\text{\AA})$ est constante le long du profil et de ce point de vue il ne se dessine aucune évolution en fonction du gradient métamorphique.

Notons encore que le seuil de +/-0.2 Å, qui autorise selon STEWART et WRIGHT (op. cit.) le calcul représentatif de la maille élémentaire, n'est pas dépassé.

2.2.4. Indice de KROLL en fonction du volume (fig.8)

L'ordonnancement de la distribution d'Al dans les KF se traduit à la fois par une contraction et par une expansion des dimensions de la maille élémentaire. La contraction maximale se rencontre le long de l'axe [110] et l'elongation maximale le long de l'axe [110], du fait que Al tend à se placer préférentiellement dans les sites T1O situés sur l'axe [110].

Par contre, dans les KF monocliniques la distribution de l'Al est répartie de manière égale sur les différents sites le long des axes [110] et [110]. Les longueurs unitaires des deux axes sont identiques et Δt égal à zéro.

La comparaison des dimensions de la maille élémentaire selon [110] et [110] donne une estimation de ($t_{10} - t_{1m}$) et donc du degré d'ordonnancement de la distribution Al/Si.

Le contraste d'état structural entre les high microclines et les low microclines se marque nettement selon l'indice de KROLL (1973).

Le high microcline montre une plus grande variation volumique que le low microcline et ceci indépendamment du faciès considéré (granite ou gneiss).

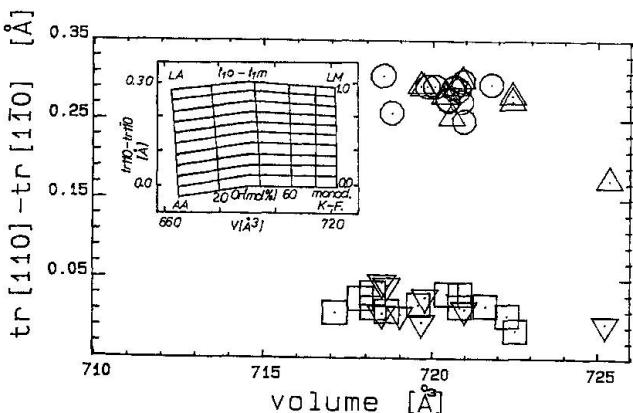


Fig. 8 Indice $tr[110]-[1\bar{1}0]$ de KROLL (1973) en fonction du volume molaire: estimation graphique des différences de probabilités d'occupation des sites T1O et T1M. La figure montre le domaine de variations T1O-T1M des feldspaths potassiques. Encart: AA = Analbite; LA = Low albite; LM = Low microcline; monocl. KF = KF topochimiquement monoclinique (KROLL et RIBBE, 1983).

Par contre, parmi les low microclines, la variation volumique semble plus grande dans le faciès granitique que dans le faciès gneissique.

Etant donné que le volume dépend de la composition du feldspath, on constate à nouveau que l'ordonnancement s'accompagne d'une possible expulsion du Na et le désordonnancement d'un possible enrichissement en Na. Il apparaît également que le principal catalyseur des variations volumiques ou compositionnelles doit être le changement structural régi par le métamorphisme. Le rôle de la déformation et de l'état structural initial sera discuté plus bas.

2.2.5. Probabilités d'occupation des sites T1O, T1M et T2 (fig. 9 et 10)

Dans les low microclines la probabilité d'occupation des sites T1O et T1M varie entre 0.9 et 1 et demeure constante tout le long du profil. Par contre le high microcline présente une probabilité d'occupation des sites T1O et T1M légèrement inférieure, entre 0.8 et 0.95, qui a tendance à s'abaisser en direction du Sud (fig. 9).

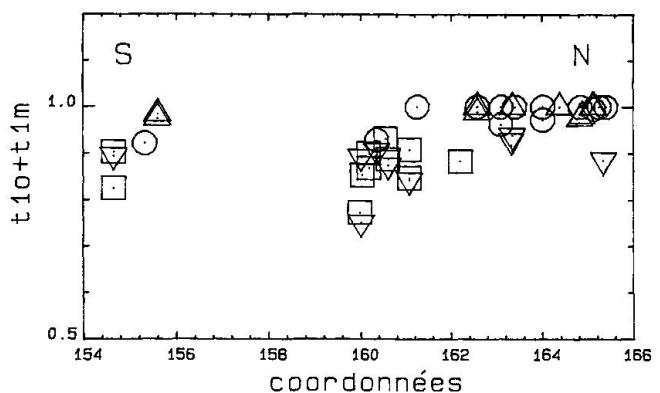


Fig. 9 Variation de la probabilité d'occupation des sites T1O et T1M le long du profil du Val Medel.

La probabilité d'occupation du site T1O s'abaisse progressivement dans les low microcline, mais reste toujours quasi maximale. Le high microcline montre par contre une probabilité d'occupation constante autour de $t_{10}=0.5$ et $t_{1m}+t_{2o}+t_{2m}=0.5$ (fig. 10).

Suivant le profil N-S considéré et l'augmentation corrélatrice du gradient métamorphique, on note donc dans le low microcline un déplacement d'Al du site T1O vers le site T1M et dans le high microcline dans les sites T1O et T1M vers les sites T2.

La représentation ternaire (cf. fig. 10) de STEWART et WRIGHT (1974) montre que l'évolution de l'état structural des high microcline

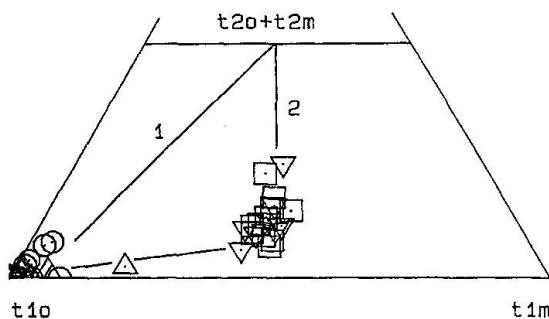


Fig. 10 Diagramme ternaire des probabilités d'occupation des sites T1O, T1M, T2O + T2M d'après STEWART et WRIGHT (1974).

1 = déplacement direct de Al entre les sites T1O et T2 (one-step path); 2 = déplacement de Al entre les sites T1O et T2 en passant par l'occupation des sites T1M (two-step path).

s'effectue en deux étapes ("two-step path") et ceci par un passage obligé dans le site T1M.

Selon STEWART et WRIGHT (1974) et CHERRY et TREMBATH (1979) on peut considérer que les processus d'ordonnancement des KF est un processus en deux étapes ("two-step") alors que le désordonnancement s'effectuerait selon un processus en une étape ("one-step"). On constate à

l'évidence que dans le cadre des échantillons du granite de Medel, un processus en deux étapes peut être invoqué sans aucune ambiguïté.

2.2.6. Les feldspaths à états structuraux mixtes

Une grande partie des KF analysés montrent des spectres complets de high microcline ou de low microcline auxquels s'ajoutent des spectres partiels respectivement de low microcline ou de high microcline. Dans deux cas seulement il a été possible de calculer les deux mailles élémentaires coexistantes (M128A et B; M285L et H). Dans d'autres cas une des deux mailles obtenues était aberrante, faute d'un nombre suffisant de raies ou en raison d'une indexation douteuse, et fut donc écartée.

Ainsi, avons nous considéré des phases dominantes et subordonnées; les phases dominantes étant celles qui montrent un spectre complet.

Les pics les plus caractéristiques pour le low microcline en phase subordonnée sont 131, 131, 002 et pour le high microcline 131 et 220. De plus, la phase subordonnée s'exprime parfois par des raies distinctes (fig. 11).

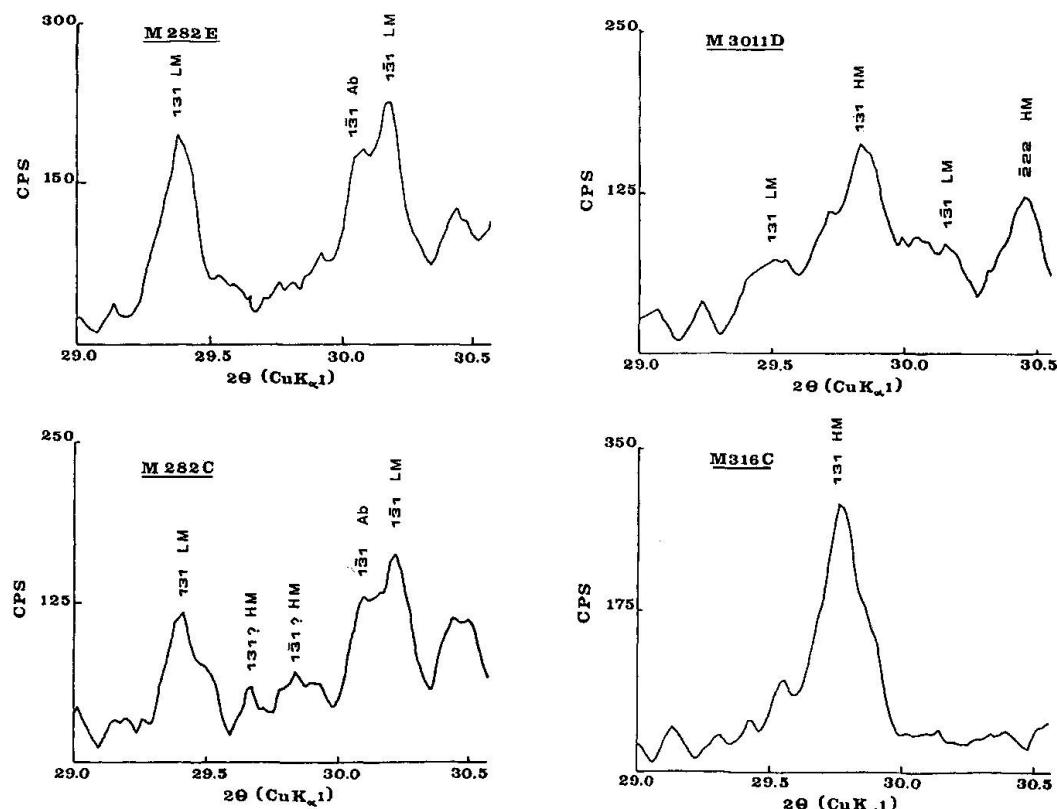


Fig. 11 Fenêtres 20 comprises entre 29.0° et 30.5° de quatre spectres typiques avec et sans phases subordonnées. Les échantillons M282E et M316C possèdent une phase structurale unique, respectivement de low microcline et de high microcline. Dans l'échantillon M282C apparaît, en plus des pics du low microcline dominant, le pic 131 du high microcline. L'échantillon M3011D présente le cas inverse avec high microcline dominant et low microclique subordonné.

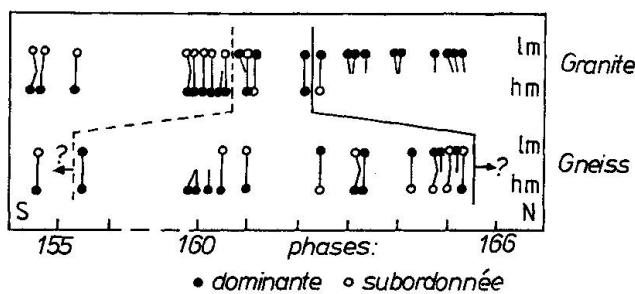


Fig. 12 Distribution géographique des états structuraux dominants et subordonnés selon les deux profils (faciès granite et gneiss). lm = low microcline, hm = high microcline. Les états structuraux sont représentés par des cercles pleins ou vides. Les traits indiquent la position géographique exacte de l'échantillon. Un trait reliant deux cercles signifie la coexistence de deux états structuraux dans un même échantillon.

Les positions de l'isograde high microcline/low microcline ont été tracées au niveau du changement structural au sein des phases dominantes sur le profil du faciès granitique: Trait tireté = première apparition de low microcline à partir d'un état structural initial du KF de high microcline ; trait continu = première apparition de high microcline à partir d'un état structural initial du KF de low microcline.

Sous l'influence de la déformation, qui semble favoriser le changement structural, les isogrades sont déplacés vers le nord ou le sud. La répartition très hétérogène des phases dominantes et subordonnées dans le faciès gneissique illustre l'influence des conditions locales sur le changement structural. Néanmoins le low microcline prédomine dans la partie nord et le high microcline dans la partie sud.

On peut interpréter les phases subordonnées comme des microdomaines d'état structural différent de celui de l'ensemble du macrocristal, sous forme de reliques ou de substitutions.

L'étude globale de la distribution et du type de ces phases subordonnées a montré que (fig. 12):

– Dans le profil du faciès granitique, le low microcline apparaît au nord comme phase unique et au sud comme phase subordonnée en présence de high microcline en phase majeure.

– Dans le profil du faciès gneissique la distribution des différentes phases est très hétérogène. High et low microcline en phase majeure et subordonnée alternent; néanmoins une prédominance se dessine parmi les phases majeures de low microcline au nord et de high microcline au sud.

– Au nord, le low microcline, représentant la phase unique dans le faciès granitique, est accompagné de high microcline, généralement en phase subordonnée, dans le faciès gneissique (cf. fig. 11: couple M282e-M282c).

– Par contre dans la partie sud du profil, le low microcline subordonné est davantage présent dans le faciès granitique.

3. Discussion

3.1. INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

La définition de l'isograde et son tracé dépend de l'état initial du KF²). Si l'on admet un état monoclinique initial, l'isograde correspond à la première apparition au sud du low microcline représentant la nouvelle phase métamorphique (fig. 12: isograde en tireté). Par contre un état structural initial de low microcline implique le tracé de l'isograde à la première apparition du high microcline au nord (fig. 12: isograde en trait continu). Vu la répartition du low et high microcline sur le profil du faciès granitique, les deux tracés de l'isograde ne coïncident pas, mais définissent une bande d'une largeur d'environ un kilomètre (profil granite). Une isograde basée sur un état initial intermédiaire devrait se situer à l'intérieur de cette bande.

Le décalage de l'isograde dans le profil de gneiss s'opère vers le nord ou le sud en fonction de l'état structural initial considéré. La bande définie par les tracés possibles de l'isograde au sein du faciès granitique s'élargit donc fortement et couvre pratiquement tout le profil de gneiss. Parmi les phases majeures du profil de gneiss se dessinent une prédominance de low microcline au nord et une prédominance de high microcline au sud, mais qui sont perturbées par de fréquentes inversions locales de l'état structural (fig. 12). Ce décalage des isogrades a pu avoir lieu pendant la phase prograde ou rétrograde du métamorphisme alpin.

La position originale de la limite nord, où T_{diff} a été atteinte pendant le cycle métamorphique alpin, a pu être affectée et déplacée vers le sud par des transformations structurales rétrogrades des KF. Le chevauchement des domaines de low et high microcline en phase dominante (et aussi subordonnée) pourrait également refléter l'évolution métamorphique parcourue par les KF.

Plusieurs possibilités d'interprétation découlent de ces constatations.

²D'après BAMBauer et BERNOTAT (1982a) et BAMBauer (1984), l'isograde est définie par la transformation de l'état structural de la sanidine alpine en microcline pendant la phase rétrograde du métamorphisme tertiaire. Avec cette définition la question de l'état structural initial ne se pose pas.

3.1.1. KF pré-métamorphique monoclinique

L'évolution métamorphique du KF est reflétée par la distribution des phases majeures et subordonnées de part et d'autre de l'isograde (en traitillé). Au sud de l'isograde: le high microcline représente soit l'état initial du KF, soit un état plus ordonné, mais toujours submonoclinique. Le low microcline subordonné résulte d'une substitution et/ou nucléation de domaines ordonnés au sein de la phase dominante de high microcline.

Au nord de l'isograde: le low microcline dominant correspond à l'état final de l'évolution métamorphique du KF. L'ordonnancement incomplet se traduit par la présence relique d'une phase subordonnée de high microcline.

L'isograde est déplacé dans le faciès gneissique vers le sud sous l'influence de la déformation qui aurait favorisé localement l'ordonnancement, c.à.d. l'apparition de low microcline dans des conditions métamorphiques plus élevées que dans le granite.

3.1.2. KF pré-métamorphique à état structural de low microcline

La répartition des phases majeures et subordonnées s'expliquerait de la manière suivante:

Au sud de l'isograde (en trait continu): le high microcline correspond à l'état final de l'évolution du KF suite au métamorphisme alpin. La présence de low microcline en phase subordonnée témoigne d'un désordonnancement incomplet du KF. Le low microcline se trouve soit à l'état de relique soit présente une substitution et/ou nucléation de microdomaines pendant la phase rétrograde. Au nord de l'isograde: Le low microcline en phase dominante représente l'état initial du KF. La présence du high microcline subordonné résulte de la substitution et/ou nucléation de microdomaines désordonnés lors de la phase prograde.

Le décalage de l'isograde s'interprète de la manière suivante: pendant la phase prograde l'isograde est déplacé vers le nord dans le faciès gneissique sous l'influence de la déformation qui favorisera le désordonnancement. En effet le high microcline apparaît dans des conditions métamorphiques plus faibles que dans le granite.

3.2. FACTEURS DE LA TRANSITION LOW-HIGH MICROCLINE

Notre étude ne permet pas de trancher en faveur d'une des hypothèses. En effet, la température était proche de T_{diff} , juste au dessus ou au dessous, selon la position réelle - aujourd'hui in-

connue - de l'isograde lors de la culmination du métamorphisme alpin. De ce fait il est impossible de dire à priori, selon quelle polarité (ordre ou désordre) s'est opéré le changement structural.

Les résultats de CHERRY et TREMBATH (1979) incitent à considérer que l'évolution métamorphique du KF était celle d'un ordonnancement ("two-step path"). Ceci pourrait fournir un argument de poids en faveur d'une phase relique initiale de KF (pré-métamorphique) dont l'état structural aurait été monoclinique ou submonoclinique. Dans ces conditions, les effets conjugués du métamorphisme et/ou de la déformation n'auraient pas augmenté le désordre initial mais plutôt maintenu ou atténué celui-ci. Néanmoins les KF étudiés par BAMBAUER et BERNOTAT (1982 a et b, fig. 10) montrent tous un "two-step path", donc indépendamment de la variabilité structurelle possible des KF initiaux provenant de roches d'âge et d'origine variables et donc de leur évolution métamorphique parcourue. D'autre part le fait que seul le low microcline apparaît comme phase unique (partie nord du profil de granite) pourrait être un argument contraire, en faveur d'un état structural initial de low microcline.

La déformation favorise le désordonnancement ou l'ordonnancement (selon l'état initial considéré) et semble donc jouer un rôle de catalyseur du changement structural. Les facteurs intervenant dans les changements structuraux des KF sont la température, le temps, la composition de la roche, l'absence ou la présence de fluides et leur composition, la pression, la surface réactionnelle ou granulométrie et la composition du KF (MARTIN, 1974). Certains de ces facteurs peuvent avoir joué un rôle sélectif en fonction de la déformation. YUND et TULLIS (1980) ont montré expérimentalement que les changements structuraux sont accélérés en présence d'eau ainsi que par la déformation plastique, mettant en jeu le glissement des dislocations qui favorise l'échange Al/Si. De plus les éléments alcalins sont mobilisés dans les zones de cisaillements (MERZ, en prép.). D'après MARTIN (1974), la présence de fluides alcalins en équilibre ou déséquilibre avec le KF peut respectivement favoriser ou empêcher le changement structural. On peut également se poser la question de savoir si l'albitisation accrue du KF dans les échantillons déformés ne favorise pas l'état structural désordonné (cf. SMITH, 1961; MACKENZIE et SMITH, 1962).

Pour l'instant, la question d'apprécier quels facteurs sont finalement responsables du déplacement de l'isograde reste ouverte. La répartition hétérogène des états structuraux le long du profil dans les roches déformées met en évidence le rôle important joué par les conditions locales.

4. Conclusions

Les résultats obtenus ont mis en évidence la transition discontinue ordre \leftrightarrow désordre de la distribution Al/Si des KF du Granite de Medel. La transition s'opère entre deux structures tricliniques, low microcline – high microcline. Une symétrie monoclinique n'a pas été mise en évidence.

La discontinuité structurale ne correspond pas à une discontinuité de composition et ceci surtout dans le faciès orthogneissique. Au contraire, la composition semble évoluer de manière quasi linéaire avec le gradient métamorphique.

La plupart des feldspaths analysés possèdent des états structuraux mixtes avec une phase majeure dominante et une phase subordonnée. La comparaison des faciès non déformés et déformés indique que la transition discontinue high microcline - low microcline est déplacée sous l'effet de la déformation syncinématique. De manière générale celle-ci semble favoriser le changement de l'état structural aux alentours de la température de transition. Ce déplacement se retrouve autant dans les phases dominantes que dans les phases subordonnées. La répartition homogène des différents états structuraux au sein du granite est fortement perturbée dans le granite déformé et rend le tracé de l'isograde très difficile. Et ceci d'autant plus que la définition et la position de l'isograde dépend de l'état initial du KF. Il en résulte des isogrades qui définissent un domaine large de 1 km au sein du granite et qui s'élargit à 10 km au minimum dans le gneiss.

La position géographique de la transition high microcline - low microcline observée au sein du granite de Medel (non-déformé) ne correspond pas à celle tracée par BAMBAUER et BERNOTAT (1982 a et b), mais se situe quelques kilomètres plus au sud. Dans le secteur considéré cela constitue une translation de 6 km.

Ces quelques considérations incitent à la prudence lors de l'utilisation unilatérale d'une isograde basée sur le rééquilibrage d'une phase relique dont on ne connaît pas la nature originelle exacte.

Remerciements

Ce travail a bénéficié d'un subside du Fonds national Suisse de la Recherche scientifique (req. 2-4872-85), institution à laquelle va toute notre gratitude ainsi qu'à Mme L. Dufresne et MM A. Arreaza et J. C. Lavanchy qui nous ont aidés dans l'élaboration des données. Nos remerciements vont également à Prof. B. Bonin pour ses remarques constructives et à tous les membres de l'Institut de Géologie de Neuchâtel qui ont pris part à des discussions fructueuses.

Références

- BAMBAUER, H.U. et BERNOTAT, W.H. (1982): The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions, Part I. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62, 185-230.
- BAMBAUER, H.U. (1984): Das Einfallen der Mikroklin/Sanidin-Isograde in den Schweizer Zentral-Alpen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 64, 1/2, 288-289.
- BERNOTAT, W.H. et BAMBAUER, H.U. (1982): The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions, Part II. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62, 231-244.
- BORG, I.Y. et SMITH, D.K. (1969): Calculated X-ray Powder Patterns for Silicate Minerals. Geol. Soc. Amer. Memoir 122.
- BROWN, W.L., éd. (1984): Feldspars and Feldspathoids. Structures, Properties and Occurrences. NATO ASI Series. Series C. Vol.137. Reidel, 541 p.
- CHADWICK, B. (1968): Deformation and Metamorphism in the Lukmanier Region, Central Switzerland. Bull. geol. Soc. Amer., 79, 1123-1150.
- CHERRY, M.E. et TREMBATH, L.T. (1979): Order-disorder paths of alkali feldspars. Amer. Mineralogist. 64, 66-70.
- EGGLETON, R.A. et BUSECK, P.R. (1980): The Orthoclase-Microcline Inversion: a high-resolution transmission electron microscope study and strain analysis. Contr. Mineral. Petrol. 74, 123-133.
- FREY, M., JÄGER, E. et NIGGLI, E. (1976): Gesteinsmetamorphose im Bereich der Geotraverse Basel - Chiasso. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 649 - 659.
- GOLDSMITH, J.R. et LAVES, F. (1954a): The microcline-sanidine stability relations. Geochim. Cosmochim. Acta. 5, 1-19.
- GOLDSMITH, (1954b): Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. Geochim. Cosmochim. Acta. 6, 100-118.
- GRÜNENFELDER, M. (1962): Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42, 6.
- KROLL, R. (1971): Determination of Al, Si distribution in alkali feldspars from X-ray powder data. Neu. Jb. Mineral. Mitt. 2, 91-94.
- KROLL (1973): Estimation of the Al, Si distribution of Feldspars from the Lattice Translations $Tr[110]$ and $Tr[1\bar{1}0]$. I Alkali Feldspars. Contrib. Mineral. Petrol. 39, 141-156.
- KROLL, R. et RIBBE, P.H. (1983): Lattice parameters, composition and Al, Si order in alkali feldspars. In Feldspars Mineralogy, Reviews in Mineralogy. MSA. Vol. 2, 2^e éd., 57-99.
- LAVES, F. et SOLDATOS, K. (1963): Die Albit/Mikroklin-Orientierungsbeziehungen in Mikroklinperthiten und deren genetische Deutung. Z. Kristallogr. 118, 69-102.
- MACKENZIE, W.S. et SMITH, J.V. (1962): Single crystal X-ray studies of crypto- and microperthites. Nors. Geol. Didssk. 42, 2, 72-103.
- MARTIN, R.F. (1974): Controls of ordering and subsolidus phase relations in the alkali feldspars. In: MACKENZIE W.S. et ZUSSMANN J. (éds): The feldspars; Manchester Univ. Press., 313-336.
- MEGAW, H.D. (1956): Notation for feldspar structures. Acta Cryst. 9, 56-60.
- MEGAW (1974): The architecture of feldspars. In MACKENZIE, W.S. et ZUSSMANN, J. (éds): The feldspars; Manchester Univ. Press. 38-104

- MERZ, CH. (1989): Intrusif Medel-Cristallina (Massif du Gothard oriental): Déformation alpines et relations socle-couverture. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69, 55-72.
- ORVILLE, P.M. (1967): Unit-cell parameters of the microcline-low albite and the sanidine-high albite solid solution series. Amer. Mineral. 52, 55-86.
- PARSONS, I. et BROWN, W.L. (1984): Feldspars and thermal history of igneous rocks. In: BROWN, W.L., éd., op. cit., 317-371.
- RAMBERG, H. (1962): Intergranular precipitation of albite formed by unmixing of alkali feldspar. Neues Jahrb. Mineral. Abh. 98, 14-34.
- RIBBE, P.H. (1983a): Chemistry, structure and nomenclature of feldspars. In: Feldspar Mineralogy, Reviews in Mineralogy. MSA. Vol. 2, 2^e éd., 1-19.
- RIBBE (1983b): Aluminium-silicon order in feldspars: domain textures and diffraction patterns. In idem. 21-55.
- RIBBE (1984): Average structures of alkali and plagioclase feldspars: systematics and applications. In BROWN, W.L., éd., op.cit. 1-54.
- SMITH J.V. (1961): Explanation of strain and orientation effect in perthites. Am. Mineral. 56, 1489-1493
- RIBBE (1974): Feldspar Minerals, Vol.1, Springer Verlag Berlin, 627p.
- STECK, A. (1976): Albit – Oligoklas – Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 269 -292.
- STEWART, D.B. et WRIGHT, T.L. (1974): Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars and the relationship of strained cell parameters to bulk composition. Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr. 97, 356-377.
- THAKUR, V. (1973): Events in the Alpine Deformation and Metamorphism in the Northern Pennine Zone and Southern Gotthard Massif Regions. Switzerland. Geol. Rdsch. 622/2, 549 - 563.
- YUND, R.A. et TULLIS, J. (1980): The Effect of Water, Pressure and Strain on Al/Si Order-Disorder Kinetics in Feldspar. Contrib. Mineral. Petrol. 72, 297-302.
- VOLL, G. (1976): Recrystallization of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its Geological Significance. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 641-647
- WRIGHT, T.L. (1968): X-ray and optical study of alkali feldspar. Parts I & II. Amer. Mineralogist. 53, 38-104.

Manuscrit reçu le 22 mai 1989; Manuscrit revisé accepté le 25 octobre 1989.