

NOTISER

Samarskit — Yttrotantalit ved Bjortjenn i Mykland herred.

Fra Christiania Minekompani fikk Forsvarets forskningsinstitutt i 1947 oversendt prøver av et svartbrunt, metamikt, radioaktivt pegmatit-mineral som etter tidligere undersøkelse av professor V. M. Goldschmidt ved Mineralogisk-geologisk Museum var betegnet som „samarskit“ og var oppgitt å skulle inneholde ca. 20 % uranoksyd.

Forsvarets forskningsinstitutt var interessert i å undersøke forekomsten, da den kunne tenkes å finne anvendelse som eventuell uranmalm. Det ble derfor igangsatt en del prøvedrift i forekomsten og noen hundre tonn ble skutt ut for Forsvarets forskningsinstitutts regning.

Forekomsten ved Bjortjenn er en pegmatit i Kongsberg-Bamble formasjonen. Den fører meget albit og særlig velutviklet muskovit. Det er ikke sjelden man kan finne muskovitkrystaller med 35 cm tverrsnitt. Til dels er glimmeren meget pen, fri for vesentlige sprekker og innslutninger, og sikkert vel egnet for mange formål. Feltpatnen derimot er av dårlig kvalitet og lite egnet som handelsvare.

De mineraler som var av interesse for oss, og som var angitt å være samarskit fantes forholdsvis jevnt fordelt i pegmatiten, både omgitt av albit og i forbindelse med glimmeransamlinger. Etter prøvedriften har vi anslått innholdet av sjeldne mineraler til ca. 500 g/t pegmatitmasse. Mineralet liknet fergusonit, hadde beksort farve med brunlig gjennomskinnelige kanter og glassaktig brudd. Noen særlig god ytre krystallbegrensning fantes sjelden. En del av krystallene var temmelig sterkt oppsprukket og kunne ved første øyekast se ut som om de hadde spaltbarhet. Ved videre knusning viste det seg imidlertid at alle krystaller hadde fullstendig glassaktig brudd uten noen foretrukne spalteretning. Under mikroskopet viste de seg å være fullstendig isotrope, mørkt brunfarvet, og med høy lysbrytning, sp.v. varierte mellom 5,521 og 5,592. Ved opphetning i reagensglass falt mineralet sammen under sterk knitring, uten at noen særlig luminisens kunne iakttas. Det glødete mineral var nær opakt.

Allerede undersøkelser med Geiger-Müller-teller viste at uraninnholdet neppe kunne være så høyt som angitt av Christiania Minekompani, idet ingen prøve syntes å kunne inneholde vesentlig over 8 % uranoksyd dersom all radioaktivitet stammet fra uranfamilien.

Fra dr. I. Oftedal ved Geologisk museum fikk vi som kontroll oversendt en del av den prøve som fantes ved museet og som professor Goldschmidt hadde fått fra Christiania Minekompani. Denne prøve inneholdt 6,7 % U_3O_8 . Et av de peneste mineraler fra prøvedriften med antydning til ytre krystallform, med volum ca. 1 cm^3 ble valgt til nærmere undersøkelse ved vårt laboratorium.

En analyse utført av Olaf Herstad ved Forsvarets forskningsinst. avd. for kjemi gav følgende resultat:

Tabell 1.

SiO_2	1,50
Ta_2O_5 ca. $\frac{1}{2}-\frac{2}{3}$)	55,0
Nb_2O_5 „ $\frac{1}{3}-\frac{1}{2}$)	
WO_3 lite)	
TiO_2	0,8
PbO	0,5 (0,48)
SnO_2	lite
Al_2O_3	0,5
FeO	4,8
MnO	1,6
ΣLa_2O_3	18,1
CaO	2,5
BaO	
MgO	lite
ThO_2	1,8
U_3O_8	5,6
Na_2O ca. $\frac{4}{5}$)	1,0
K_2O „ $\frac{1}{5}$)	
H_2O	
	99,9

$$\frac{10\,000 \text{ Pb}}{U+0,36 \text{ Th}} = 870.$$

sp. v. 5,586.

Mineralet synes etter dette å være yttrotantalit. Yttrotantalitt er et forholdsvis sjeldent mineral. W. C. Brøgger (1906) angir følgende finnesteder i Norge: Berg i Råde og Hattevik—Dillingø i Vannsjø foruten Helle ved Arendal. Harald Bjørlykke (1939) angir dessuten at mineralet er funnet ved Borkenstaket Dillingø og ved Rosås og Ljosland i Iveland i Setesdal. Ellers er mineralet særlig kjent fra Ytterby i Sverige.

W. C. Brøgger oppgir følgende 3 analyser: (Tabell 2.)

Som man vil se har mineralet fra Bjortjenn kjemisk sett større likhet med de norske yttrotantaliter enn med yttrotantaliten fra Ytterby, untatt i det forhold at vanninnholdet er omtrent det samme i mineralet fra Bjortjenn og i mineralet fra Ytterby.

På tross av at det sannsynligvis er atskillig mer tantal enn niob i mineralet ved Bjortjenn, er tantalovervekten ikke på langt nær så utpreget

Tabell 2.

	I Berg i Råde	II Hattevik, Dillingø	III Ytterby
Nb ₂ O ₅	20,38	17,75	12,32
Ta ₂ O ₅	39,53	37,26	46,25
WO ₃	0,66	2,05	2,36
SiO ₂	0,96	0,61	-
TiO ₂	1,67	2,63	-
SnO ₂	1,20	2,96	1,12
ZrO ₂	0,57	0,46	-
ThO ₂	0,67	0,81	-
UO ₂	3,85	4,48	1,61
Ce ₂ O ₃	0,42	0,51	2,22
LaO ₂	1,71	0,41	
Y ₂ O ₃	12,48	12,52	10,52
Er ₂ O ₃	3,58	3,54	6,71
FeO	7,48	7,61	3,80
MnO	1,85	1,01	-
MgO	0,15	0,15	-
BeO	0,35	0,58	-
CaO	1,28	2,42	5,73
PbO	-	0,30	-
Na ₂ O	0,57	0,81	-
K ₂ O	Spur	0,10	-
H ₂ O	0,51	1,16	6,31
	99,87	100,25	98,95
Sp. Gew.	5,92	5,85	5,43

som i Ytterby-mineralet, og man kan derfor anta at Bjortjenn-mineralet representerer et overgangsledd mellom yttrotantalit og samarskit. Man kan sikkert anta at det foreligger fullstendig isomorf blandbarhet mellom yttrotantalit og samarskit, og Brøgger sier da også (loc. cit. p. 159.): „Yttrotantalit ist so zu sagen ein Tantal-Samarskit, der typische Samarskit ein Niob-Samarskit“.

Hvorvidt betegnelsen yttrotantalit overhodet har noen mineralogisk berettigelse annet enn for det rene endeledet er derfor tvilsomt.

Man må videre være oppmerksom på de meget store vanskeligheter en står overfor når det gjelder å bestemme forholdet mellom niob og tantal kvantitativt dersom man skal anvende kjemiske metoder, og på tross av at de gamle analyser som Brøgger angir er utført av datidens beste mineral-analytikere, nemlig C. W. Blomstrand og Rammelsberg, så har moderne analyseresultater vist at det er en viss grunn til skepsis når man ser niob- og tantalinnholdet angitt med to desimaler.

Da betegnelsene yttrotantalit og samarskit er gått inn i litteraturen, er det vel idag ikke mulig å endre dette på tross av at mange forhold skulle tale for å kalle hele mineralgruppen for „samarskit“, analogt andre betegnelser for isomorfe blandingsrekker som plagioklaser, turmaliner o. l.

Det er meget bemerkelsesverdig at dette mineral som man har all grunn til å anta skulle ha et forhold $\frac{10\,000 \text{ Pn}}{\text{U} + 0,36 \text{ Th}} = \text{ca. } 1450$ analogt de analyser man har av bekertser fra Arendalskanten bare oppviser et forhold $\frac{10\,000 \text{ Pb}}{\text{U} + 0,36 \text{ Tn}} = 870$. I et annet arbeide (1949) har jeg behandlet dette og liknende forhold og konkludert med den hypotese at Pb er diffundert ut av mineralet. På grunnlag av denne hypotese har jeg bestemt diffusionskoeffisienten for Pb i gjennomsnitt for yttrotantalit—samarskit-mineraler til $4 \cdot 10^{-19} \text{ cm}^2/\text{sek}$.

Summary.

A pegmatitic mineral deposit at Bjortjenn in Austagder has been investigated. The pegmatite consists chiefly of albite, quartz and muscovite. Besides these common minerals the pegmatite contains about 500 g per ton of a black-brown metamict mineral. An analysis of the mineral is quoted in Table 1. The mineral is an yttrotantalite rich in niobium, representing a transition between samarskite and yttrotantalite. It seems as if these two minerals are fully isomorphous and the name „samarskites“ should possibly be adopted for the whole group.

Forsvarets forskningsinstitutt's avdeling for kjemi, seksjon I,

Desember 1948.

Ivan Th. Rosenqvist.

Litteraturliste.

- W.C. Brøgger: Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge. I. Niobate, Tantalate, Titanate und Titanoniobate. Vid.selsk. skr. Mat.-Nat. Klasse 1906. No. 6.
- Harald Bjørlykke: Feltspat V. De sjeldne mineraler på de norske granittiske pegmatittganger. Norges Geol. Und. No. 159. 1939.
- Ivan Th. Rosenqvist: Diffusionskoeffisienten for bly i noen radioaktive mineraler. F.F.s årbok 1948.

Remarks on the Growth of Crystalloblasts in a Medium Exposed to Directed Pressure.

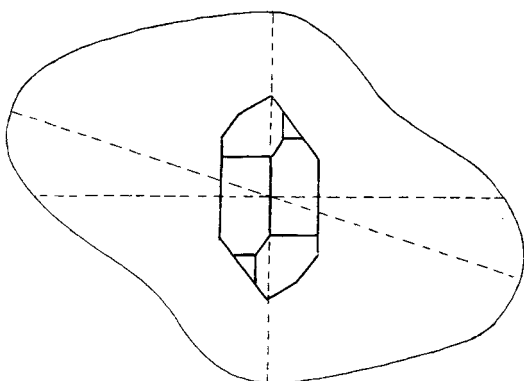
The influence of a one-component directed pressure, superimposed on a hydrostatic pressure, on the recrystallisation of rocks can probably seldom be distinguished in nature. A "crystallisation schistosity", if present, is (according to current views) usually obscured or partly destroyed by parallel textures due to internal movements in the rock, that is to stresses surpassing the elastic limit of the rock. The following remarks therefore apply to an idealized case and probably are of no great geologic significance, except perhaps in some cases of deepseated recrystallisation where the directed pressure has been comparatively weak.

What I want to emphasize here is the possible effect of the elastic anisotropy of rockforming crystals. This has been done before, e.g.

by Schwinner¹, who, however, thinks the matter is too complicated for any particular conclusions to be drawn at present. Anyhow every crystal has one or more directions of maximum compressibility, and according to general laws (Le Chatelier principle) such directions must tend to coincide with that of the directed pressure. It does not seem reasonable to assume that this tendency will be sufficient to rotate existing crystals until their directions of maximum compressibility coincide with the pressure direction, and new substance depositing on such crystals during their growth may have more tendency to continue the original lattice than to assume an orientation influenced by the directed pressure. But crystals growing from their initial stage under directed pressure must be assumed to be oriented by the pressure in the said way: these crystals and those pre-existing ones possessing suitable orientations will have better conditions for growing under the directed pressure than other crystals of the same kind, and may grow on the cost of these. The ideal final result would presumably be a rock where every crystal had a direction of maximum compressibility parallel to the pressure direction. This does not mean that crystals of the same kind will have the same crystallographic orientation, for the crystals may have any orientation about the pressure direction as axis of rotation, and in addition the directions of maximum compressibility do not in general coincide with crystallographic axes or even with directions expressible by rational indices. As an example we will take low-quartz (thinking of some massive looking quartzite), the elastic moduli of which have been measured.² The directions of maximum compressibility here lie in the principal sections containing the normals of the hexagonal prism (there are accordingly 3 equivalent such directions) and make an angle of roughly 70° with the principal (optic) axis, see figure. As the maximum is rather flat a very exact orientation can hardly be expected. Considering a large number of crystals the directions of the optic axes (all drawn through one point) would tend to form a cone with its axis in the pressure direction and a semivertical angle of some 70° . The optic axes would be found in two belts of "low latitude" (about 20°) symmetrically on both sides of the plane which is perpendicular to the pressure direction. The case of calcite (marble) is quite similar, only the elastic moduli are different so that the semivertical angle of the cone is some 45° . The elastic moduli of other common rockforming minerals do not seem to have been measured. In view of the layer structure of the micas it seems reasonable to assume that they possess one single direction of maximum compressibility perpendicular to the cleavage plane (the base), so that this plane would be

¹ Robert Schwinner: Kristallisation und gerichteter Druck. *Tscherm. min. u. petr. Mitt.* 37, 223, 1926.

² See for instance W. Voigt: *Lehrbuch der Kristallphysik*, 1928, or J. Beckenkamp: *Leitfaden der Kristallographie*, 1919. — During these measurements the hydrostatic pressure was, of course, only the atmospheric one. In the present considerations it is assumed that the higher hydrostatic pressure to be imagined will not essentially change the character of the elasticity surface.



Quartz. Section through elasticity surface, showing directions of maximum (and minimum) values.

oriented perpendicular to the pressure direction. For amphiboles it seems probable that the directions of maximum compressibility would be found in the plane perpendicular to the direction of the Si_4O_{11} chains, so that the elongation of the crystals would be in the plane perpendicular to the pressure direction.

As to the shape of crystals grown under the influence of directed pressure nothing definite can probably be said. It is by no means evident that this influence would make the crystals grow more rapidly across the pressure direction than along it. The Riecke principle can obviously not be employed unless the pressure (stress) is inhomogeneous within each single mineral grain, and such an uneven distribution of the stress can only be imagined if the rock contains cavities. As the lack of cavities is one of the characteristic observational features of regional metamorphic rocks, the part played by the Riecke principle in metamorphic recrystallisation must at any rate be very limited.

The stress ellipsoid (Lamé ellipsoid) corresponding to a one-component directed pressure is an ellipsoid of revolution with its axis elongated. A stress pictured by an ellipsoid of revolution flattened at the poles can be interpreted as due to a one-component stretch superimposed on a hydrostatic pressure. Such a one-component directed stretch will have just the same orienting effect as a one-component directed pressure in the same direction, for the directions of maximum compressibility of crystals are of course at the same time the directions of maximum expansibility. Thus a set of equal pressures directed radially towards the the axis of a circular cylinder (corresponding to a stretch along the cylinder axis) will have the same orienting effect as a pressure along the axis. Obviously the structures which would be formed in this way have very little to do with the linear structures actually found in nature, which must be due to stretches leading to internal movements in the rock.

As to the effect of more complicated homogeneous stresses (represented by triaxial stress ellipsoids) on the orientation of crystals there is probably nothing to be said at present, since nothing is known about the elastic behavior of crystals when exposed to different pressures or stretches in two or more directions simultaneously.

Oslo, March, 1949.

Ivar Oftedal.

A New Norwegian Occurrence of Forsterite.

Recently a sample of white marble was sent to the Museum for examination from the Government's Institute for Industrial Hygiene. The marble had been found to be exceptionally hard and to contain considerable quantities of SiO_2 , and the question was about the nature of the silicium bearing minerals. The Institute also supplied approximate data on the contents of the main constituents of the rock, Ca and Mg, showing that Ca is about twice as abundant as Mg.

A thin section of the rock shows colorless silicate grains, largely of irregular shapes, distributed in the carbonate mass. The quantity of silicates may amount to about one third of the total rock substance. Three different silicate minerals could be distinguished and determined with fair certainty as forsterite, tremolite and diopside.

Cold diluted HCl dissolves the greater part of the powdered rock very quickly, leaving a white residue of silicate minerals. Examination of this residue by the immersion method (refractive index of liquid 1.670) confirmed the above result. As to the relative abundance tremolite here seems to predominate, followed by forsterite, while diopside occurs in minor quantities. However, the forsterite grains were all well rounded and apparently corroded, in accordance with the fact that forsterite is easily decomposed by HCl. Therefore and from observations in the thin section it is assumed that the real quantity of forsterite is about equal to that of tremolite. Thus it seems likely that the rock contains some 15% forsterite, some 15% tremolite, and less than 5% diopside. This approximate composition of the silicate residue is also confirmed by an optical spectrogram which shows that of the main constituents, Ca and Mg, Mg is by far the most abundant. At the same time the spectrogram shows that other constituents like Fe are present in quite insignificant quantities only, so that the olivine mineral is really a very pure forsterite.

In the silicate residue no trace of carbonate minerals could be discovered. Likewise no dolomite was discovered in the powdered marble by the immersion method. The carbonate is therefore apparently calcite only. Thus the rock is a calcite marble carrying very Mg-rich silicates. This may look somewhat unexpected, suggesting non-equilibrium of the paragenesis. However, just this paragenesis represents one of the temperature steps in the progressive metamorphism of siliceous dolomites as worked out by N. L. Bowen.¹

¹ Norman L. Bowen: Progressive Metamorphism of Siliceous Limestone and Dolomite. *Journ. Geol.*, 48, 225, 1940. Professor Tom F.W. Barth has kindly drawn my attention to this paper.

The locality of the rock is given as a marble quarry close to the parsonage of Vefsn, just outside Mosjøen in Northern Norway. It is near a large body of gabbro of Caledonian age, and thus the paragenesis of the marble may be wholly or partly due to contact metamorphism.

A somewhat similar occurrence of forsterite in marble has been described many years ago by Th. Vogt.¹ In this case the rock is a contact metamorphic dolomite marble in the island of Langøy in Vesterålen, Northern Norway, containing forsterite, clinohumite, spinel, magnetite.

As pure forsterite is on the whole a rare mineral it is of interest to note the discovery of new occurrences.

Oslo, Mineralogisk-geologisk museum,
March, 1949.

Ivar Oftedal.

Et nytt prinsipp ved kvantitative geokjemiske beregninger.

„Natrium-metoden“ er flere ganger brukt til å bestemme havets alder og de totale sedimentmasser. (Jolly 1899, Becker 1910, Leith and Mead 1915, Clarke 1924, Goldschmidt 1933, Kuenen 1941, Conway 1942). Prinsippet består i at urhavet antas saltfritt, og at natriummengden i havet øker lineært med tiden. Havets alder finnes da av likningen:

$$T = \frac{\text{natriummengden i havet}}{\text{natrium-tilførsel}}$$

og vekten av sedimentmassene av likningen:

$$P = \frac{\text{natriummengden i havet}}{\text{Na-gehalt i erupt. — Na-gehalt i sed.}}$$

Natrium-mengden i havet er kjent med meget stor nøyaktighet. Likeledes natriumtilførselen i dag. Utreknes herav havets alder, fåes et resultat som ikke stemmer med bly- og heliummetoden. Da det dessuten er mulig at urhavet var saltholdig (White 1942) skal det en overordentlig lav gjennomsnittlig tilførsel til for å få regnestykket til å gå opp ($T = 3,35 \times 10^9$ år etter Holmes 1947). Det ligger derfor nær å anta at det er prinsippet ved natrium-metoden som svikter.

For de følgende beregninger vil vi derfor innføre et nytt prinsipp: vi vil anta at det allerede foreligger en tilnærmet dynamisk likevekt mellom de to faktorer tilførsel og ekstraksjon. Da geologiske prosesser sjelden eller aldri bare går i en retning, skulle denne antagelse være mere sannsynlig enn den kumulative. Det blir da prinsipielt umulig å bestemme havets alder v. hj. a. dets saltinnhold. Også alle tidligere beregninger over de totale sedimentmengder blir feilaktige.

Natrium-mengden i havet ved tiden $t = M(t)$

Den årlige natriumtilførsel = a

¹ Th. Vogt: Studien über die Humitgruppe. Vid.-Akad. Skr. Oslo, I, 1912, No. 5.

Den årlige ekstraksjon er proporsjonal med mengden i havet = $kM(t)$.
Da blir

$$\frac{dM(t)}{dt} = a - kM(t) \quad I$$

og ved integrasjon

$$M(t) = Ce^{-kt} + \frac{a}{k}$$

C er en konstant som avhenger av natriummengden i urhavet. Var urhavet saltfritt blir $M(t) = 0$ når $t = 0$ og $C = -\frac{a}{k}$.

$$M(t) = \frac{a}{k} (1 - e^{-kt})$$

Kurvens asymptote finnes av

$$\frac{dM(t)}{dt} = 0 \quad \text{og} \quad a - kM(t) = 0$$

$$M(t) = \frac{a}{k} = M'$$

Natriummengden i havet er i dag 141,3 Gg.¹ Vi kjenner ikke M' , men den ligger sannsynligvis meget nær 141,3 Gg. Når t befinner seg tilstrekkelig langt ute på positiv t -akse vil det være en tilnærmet likevekt mellom tilførsel og ekstraksjon. ($a = kM(t)$). Setter vi $M' = 142$ Gg. vil NaCl-innholdet i havet være i tilnærmet likevekt etter 7—800 millioner år hvis urhavet var saltfritt, fig. 1. Var urhavet derimot saltholdig vil likevekten nåes tidligere.

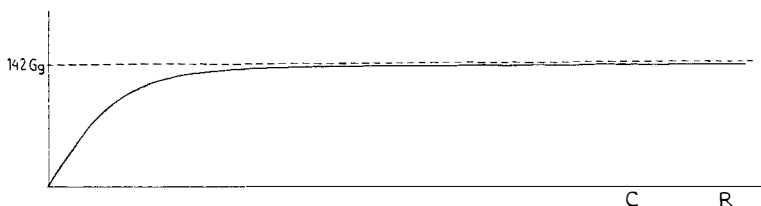


Fig. 1. Ordinaten viser natriummengden i havet og abscissen tiden.

C = kambrium R = nåtiden

Landergren (1945) hevder på grunnlag av studier av kambriske og prekambriske sedimenter at urhavet var meget borholdig, og at bormengden i havet stadig har avtatt inntil i kambrisk tid en likevekt inntreffer.

Av likningen I ser vi videre at det ville være stor sannsynlighet for at elementer med stor mengde i bergartene og liten mengde i havet (kurven får sterk stigning) har nådd en likevekt. Slike elementer er f. eks. Fe og Si.

¹ Gg. = geogram = 10^{20} g.

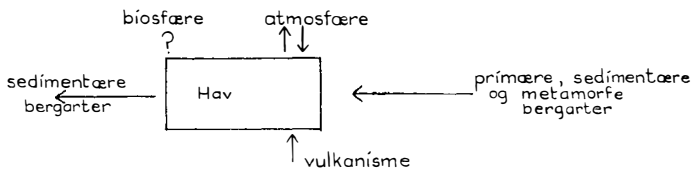


Fig. 2.

Havet inntar en central plass i det geokjemiske kretsløp, fig. 2.

Primære, sedimentære og metamorfe bergarter forvitrer og føres til havet i form av oppløsninger, kolloider og grus. Gruset avsettes straks som sediment, mens kolloidene og det oppløste stoff oppholder seg en tid i havet før det ekstraheres. Videre er det en utbytning mellom havet og atmosfæren, og likeledes mellom hav, biosfære og lithosfære.

Vulkansk tilførsel er også av betydning for enkelte elementer.

Betrakter vi nå atmosfære og biosfære som mindre kretsløp i havet (hydrosfæren), og ser vi bort fra vulkansk tilførsel, kan vi nå beregne hvor lenge et element oppholder seg i havet før det ekstraheres.

Oppholdstiden defineres da som den tid elementet gjennomsnittlig trenger for å passere hydrosfæren i det geokjemiske kretsløp. Kjenner vi mengden i havet og tilførselen blir oppholdstiden:

$$O = \frac{\text{mengde i havet}}{\text{tilførsel}} \quad \text{II}$$

Oppholdstiden varierer med tilførselen. Conway (1943) mener at denudasjonen er større i dag enn tidligere, og at den vil øke fremdeles. Holmes (1947) sier at den gjennomsnittlige denudasjon har vært mellom 1/8 og 1/27 av den nåværende. Dette tyder på at oppholdstiden stadig vil avta noe.

Med den tilførsel vi har i dag er beregningene utført for noen elementer:

	Tilført havet (Clarke)	"Rain-corrected" ¹ (Conway)	Til stede i havet	Oppholdstid
	Gg. pr. 10 ⁶ år	Gg. pr. 10 ⁶ år	Gg.	10 ⁶ år
Ca	5,58	5,53	5,5	1
Na	1,58	0,71	141,3	199
Mg	0,93	0,82	17,2	21
K	0,58	0,54	5,1	0,9
SiO ₂	3,19	3,19	0,11	0,034

¹ "Rain-corrected" vil si den mengde som er tilført havet korrigeret for syklisk salt.

Idéen til dette arbeidet er fremkommet under professor Barth's forelesninger i geokjemi vårsemestret 1949. Jeg vil få lov å takke ham for verdifull rettleiding under utarbeidelsen.

Oslo, Mineralogisk Institutt,
Juni 1949.

Harald Carstens.

Litteratur.

- Barth, T. F. W. On the Geochemical Cycle of Fluorine. *Jour. Geol.* Vol. LV, p. 420, 1947.
- Becker, G. F. The Age of the Earth. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 56, No. 6, 1910.
- Clarke, F. W. *Data of Geochemistry*. 1924.
- Conway, E. J. Mean Geochemical Data in Relation to Oceanic Evolution. *Proc. Roy. Irish. Ac. Vol. XLVIII No. 8*, p. 119, 1942.
- The Chemical Evolution of the Ocean. *Proc. Roy. Irish. Ac. Vol. VLVIII No. 9*, p. 161, 1943.
- Goldschmidt, V. M. *Grundlagen der quantitativen Geochemie*. *Fortsch. Min. Krist. Petr.* p. 112, 1933.
- Drei Vorträge über Geochemie. *G. F. F. Band 56*, p. 385, 1934.
- Holmes, A. *The Age of the Earth*. London 1937.
- The Age of the Earth. *Endavour Vol. VI*, p. 99, 1947.
- A revised Estimate of the Age of the Earth. *Nature Vol. 159*, p. 127, 1947.
- Joly, J. An Estimate of the geological Age of the Earth. *Sci. Trans. Roy. Soc. Dublin Vol. VII*, p. 23, 1899.
- *The Surface-History of the Earth*. Oxford 1935.
- Kuenen, Ph. H. Geochemical Calculations Concerning the Total Mass of Sediments in the Earth. *Am. Jour. Sci. Vol. 239*, p. 161, 1941.
- Landergren, S. Contribution to the Geochemistry of Boron. *Ark. Kjem. Min. Geol. Band 19, No. 26*, 1945.
- Leith, C. K. and Mead, W. J. *Metamorphic geology*. New York 1915.
- Sverdrup, Johnson, Fleming. *The Oceans*. New York 1946.

Funn av laumontitt i gneisfeltet på Møre.

På en reise til Tingvoll på Nordmøre i mai i år oppdaget jeg et mineral som ved nøyere undersøkelse viste seg å være zeolittmineralet laumontitt ($\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$).

Fjellgrunnen på stedet består av gneis med granodiorittisk sammensetning (kvarts, mikroklin og oligoklas, med den sistnevnte i overveiende mengde, biotitt). Den hører til Vestranden, og må antas å ha fått sin nåværende karakter under den kaledonske fjellkjedefoldning. Funnstedet ligger på nordsiden av en VSV-gående synklinale som er en fortsettelse av Surnadal-synklinalen, og gneisen har et SSØ-lig fall på 20–30°. Den er gjennomført av utpregete sprekkesystemer loddrett på skifriheten i retningene NNV og VSV; sammen med skifriheten deler disse sprekke fjellet opp i blokker som er godt egnet til bygningstein.

En del av sprekkeene er opptil 2–3 mm brede og fylt med en finkornet masse av et lyserødt mineral. Mikroskopisk undersøkelse av dette mineralet viste at det er negativt toakset med liten aksevinkel;

lysbrytningen er: $\alpha = \text{ca. } 1,515$, $\gamma = \text{ca. } 1,525$. Mineralet er monoklint og stenglig etter c-aksen, og har to fullkomne spalteredninger, (110) og ($\bar{1}\bar{1}0$), omtrent loddrett på hverandre. Den optiske orientering er: $\beta = b$, $\gamma \wedge c = \text{ca. } 30^\circ$. De optiske data stemmer med dem E. Larsen (U. S. Geol. Survey, Bull, 848, 1934) angir for laumontitt.

Mineralet gelatinerer for fortynnet saltsyre, og Al og Ca går i oppløsning sammen med en underordnet mengde alkali. Glødetap: 14 %, som kan stemme med laumontittens formel.

Man kan i det hele slutte med sikkerhet at mineralet på sprekke i gneisen er laumontitt. Mineralet må være dannet av sirkulerende oppløsninger etter at bergarten var dannet, og materialet skriver seg antakelig fra utlutning av plagioklasen i gneisen (i selve gneisen finnes enkelte små epidotkorn). Sprekkene kan oppfattes som en slags alpine ganger. Det vil være av interesse å få brakt på det rene om laumontitt har større utbredelse i Vestranden og det Romsdalske gneisområde.

Summary.

A find of the zeolite mineral laumontite ($\text{Ca Al}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12} \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$) has been made at Tingvoll ($62^\circ 55' \text{N } 8^\circ 10' \text{E}$), a locality which is situated in a large gneiss area of supposed Caledonian age in Western Norway. At the find locality the gneiss has grano-dioritic composition. It has two marked joint systems, both of them perpendicular to the foliation (which dips $20\text{--}30^\circ$ SSE), one in the strike direction (WSW), the other perpendicular to the strike. Some of the joints are 2—3 mm wide and filled with a fine-grained aggregate of a light reddish mineral which turned out to be laumontite.

The mineral was identified by its crystallographic and optic properties: monoclinic, elongated along c, cleavages (110) and ($\bar{1}\bar{1}0$) approximately perpendicular to each other, biaxial negative with small axial angle, refractive indices between ca. 1,515 and 1,525, β parallel to the b-axis, $\gamma \wedge c = \text{ca. } 30^\circ$. Its identity was confirmed by a simple chemical test: it gelatinizes with diluted HCl, and Al and Ca are dissolved. Loss on ignition: 14 %.

The laumontite must have been formed by circulating solutions in the fissures, and the substance has probably been derived from leaching of the plagioclase of the gneiss. It will be of interest to have cleared up, whether laumontite has any wider distribution in the gneiss area of Western Norway.

Geologisk institutt N. T. H.
September 1949.

Egil Sæther.