

NOTISER

Refugieproblemet og de kvartærgeologiske metodene

Av

IVAN TH. ROSENQVIST

I publikasjonen «Svensk Naturvetenskap», Fjortonde årgang, utgitt av Statens Naturvetenskapliga Forskningsråd, Stockholm, har Eilif Dahl en artikkel med ovenstående titel. Artikkelen består i det vesentlige av forskjellige motargumenter mot de forskere som hevder eller har hevdet at nedisingen under siste istids maksimum dekket Fennoscandia i alle fall slik at det ikke *kan påvises* områder hvor noe større antall planter eller dyr kunne leve. Dahls artikkel er for en stor del basert på kvartærgeologiske og mineralogiske argumenter. Særlig synes han å legge stor vekt på studiet av skiktgittermineralene. Det Svenska Naturvetenskapliga Forskningsråds årbok er ikke en publikasjon som egner seg for en videregående vitenskapelig diskusjon. Dahls artikkel bør imidlertid ikke stå uimotsagt, særlig på grunn av at hans kategoriske utsagn kan få lesere som ikke spesielt har arbeidet med disse problemer til å tro at Dahls oppfatning er alminnelig anerkjent.

Jeg vil ikke her ta opp de kvartærgeologiske argumenter, men skal holde meg til de kjemisk-mineralogiske.

Dahl insinuerer flere ganger at de norske forskere som tidligere har bearbeidet disse problemer, f. eks. Hans Holtedahl, Johan Moum og jeg selv, ikke har vært tilstrekkelig kritiske. Det er mulig at våre studier virker på en slik måte på en botaniker. Imidlertid kan jeg berolige Dahl og lesere av hans artikkel med at de mineraloger og geologer som har behandlet dette problemkompleks har vært klar over begrensningen og mulighetene ved de arbeidsmetoder som har vært anvendt, noe Dahl ikke synes å være. Det er f. eks. en misforståelse fra Dahls side når han tror at Moums og min (1955 og 1957) påvisning av montmorillonitt som sekundært forvittringsmineral i topplagene på de sydøstnorske leirer bare gjelder *en* leire nær Oslo, og at «det kan rettes alvorlige innvendinger mot identifikasjonen», som bygger på «en enkelt svak linje i et røntgendiagram av et glyserolpreparat, men det er ikke under-

søkt om den samme linje opptrer i uforvitret leire». Det dreier seg her om et rent generelt fenomen. Det forhold som ble påpekt i det arbeid Dahl åpenbart henviser til, er at det i den geologisk sett meget korte tid som er gått etter at erosjon hadde skapt de nåværende overflateformer i våre marine leirer, er inntrådt en betydelig mineralogisk endring i topplagene, dvs. ned til noen få meter, og at disse deler av leirprofilene atskiller seg på en signifikant måte fra de underliggende leirer. I virkeligheten er det forhold som Odd Gjems (1960) har funnet, nemlig montmorillonitt som sekundært mineral i fraksjoner under 20 mikron i A_2 -skiktet i resente podsol-profiler, nettopp en del av det samme generelle bilde som Moum og jeg fremla 6 år tidligere, og som Dahl prøver å fralegge beviskraft.

Når det gjelder forvitningsdybde som funksjon av tid, så avhenger, som også Dahl sier, dette selvfølgelig av svært mange faktorer, hvoriblant bergartenes permeabilitet og diffusjonskoeffisienten for oppløste ioner i porevannet bør regnes blant de viktigste. Permeabilitetskoeffisienten i tilsynelatende meget like bergarter som f. eks. de grå Båhuslen-Iddefjord granitter eller de massive Trondhjemitter har vi funnet kan variere innen meget vide grenser, $K = 10^{-7} - 10^{-9} \text{cm.sek.}^{-1}$ uten at man kan se dette på håndstykke eller tynnslip før målinger er tatt. Diffusjonskoeffisienten for hydrogen og oppløste ioner kan på samme måte variere flere tierpotenser i tilsynelatende like bergarter. De kjemiske prosesser som fører til dannelse av hydroglimmer, vermikulitt og montmorillonittmineraler kan derfor ha vesentlig forskjellig hastighet i bergarter som man ved en overfladisk betraktning ville anta var helt like.

Dahl argumenterer med at tiden siden istiden er for kort til at kjemisk forvitring kan ha inntrådt. Her beror hans oppfatning på en misforståelse. I et møte som ble holdt i Cambridge april 1961 for å diskutere de geokjemiske effekter av forvitring, viste R. Glentworth (1961) at de underjordiske deler av granittblokker i en stensirkel i Aberdeenshire hadde undergått kjemisk forvitring til en dybde av ca. 3" siden Bronsealderen. Den kjemiske forvitring er under våre klimatiske betingelser og under gunstige forhold vesentlig raskere enn Dahl synes å tro. På den annen side må man være oppmerksom på at såvidt forvitningsprosessene er diffusjonsbetinget vil forvitningsdybden være en funksjon av kvadratrotten av tiden. Den blir derfor ikke mer enn 3—4 ganger mer gjennomtrengende om man forutsetter at alderen er fra nestsiste istid enn om man forutsetter at det er startet etter siste istids maksimum. Aktiveringsenergien for de forskjellige geologiske diffusjonsprosesser varierer ganske betydelig, men vil ved forvitring av bergarter i det vesentlige være avhengig av aktiveringsenergiene for diffusjon i væskefasen. Disse ligger stort sett mellom 4000 og 11000 cal. pr. mol. Dette vil igjen si at temperaturavhengigheten ikke er så stor at det kan føre til størrelsesordeners forskjell i vitringshastigheten innen de temperaturintervaller vi her har å regne med.

Til sist har vi punktet om hvorvidt forvitret berg kan tenkes å bli bevart på tross av at området har gjennomlevet en nedising. Her i landet er dette påvist på mange steder, f.eks. av Tom Barth (1939), og under det ovennevnte møte i Cambridge viste D. F. Ball (1961) at man på øya Rhum hadde en 50 fot dypt forvitret gabbro under morene. Denne forvitringssone representerer i toppen et interglacialt podsol-profil fra B-horisonten og nedover. Isen greide her altså bare å fjerne A_1 og A_2 horisontene.

For studiet av refugieproblemet må mange metoder tas i bruk. Biologene har sine metoder. Innen de krystallkjemiske/mineralogiske fagområder må mange arbeidsmetoder sammenholdes, og man må forstå metodenes betydning.

De biologiske og særlig botaniske argumenter som er ført i marken i forbindelse med overvintringsteorien hører til Dahls fagområde, der jeg savner forutsetninger for diskusjon.

HENVISNINGER

- DAHL, EILIF (1961) Refugieproblemet og de kvartærgeologiske metodene. Svensk Naturvetenskap fjortonde årgång, Statens Naturvetenskapliga Forskningsråds årsbok, Stockholm 1961.
- MOUM, J. og ROSENQVIST, I. TH. (1955) Kjemisk bergartsforvitring belyst ved en del leirprofiler. Norsk Geol. Tidsskr., Nr. 34, Bergen.
- (1957) On the weathering of young marine clay. Norwegian contrib. to the 4th Int. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering, No. Ia/18, pp. 5–7, London.
- GJEMS, ODD, (1960) Clay minerals in podsol profiles in Fennoscandia. Clay Min. Bull. Vol. 4, No. 24. Galashiels.
- GLENTWORTH, R. (1961) (Se referat Nature June 17, 1961, p. 1067).
- BARTH, T. F. W. (1939) Norske mineraler av beidelittgruppen. Norsk Geologisk Tidsskrift Vol. 19, pp. 300–310.
- BALL, D. F. (1961) (Se referat Nature June 17, 1961, p. 1067).

ON SUB SOLIDUS RELATIONS OF SILICATES

II. Preliminary Note on the Chemistry of Melilites

By

OLAV H. J. CHRISTIE.

(Mineralogisk-Geologisk Museum, Oslo)

RAAZ (1930) and WARREN (1930) independently first described the atomic structure of melilite. SMITH (1953) re-examined the structure using a natural crystal from the same locality as that of Warren's material.

The melilite structure is a sheet structure and therefore melilites are phyllosilicates and not sorosilicates as pointed out e.g. by STRUNZ (1957). The sheets of the melilite structure consist of MgO_4 , AlO_4 and SiO_4 tetrahedra having corners in common. The sheets are held together by Ca-O bonds. Some sets of the Si-O and of the Ca-O bonds are so long that they must be considered to have a marked homopolar character. (SMITH (1953)).

As will be shown in a later paper Ca may be substituted by Na in melilites if this substitution is followed by a substitution of F for O. The location of the F atoms in the structure is not known, but there may be an analogy between the homopolar Ca-O bond in melilite and the Ca-OH bond in afwillite (MEGAW (1952)). In afwillite Si occurs inside isolated tetrahedra. The tetrahedra are connected by Ca-O bonds, and the polyhedra around the Ca atoms are distorted (as they are in melilites). Megaw has shown that some of the corners in the Si tetrahedra are occupied by OH groups instead of by O and the corresponding Ca-OH distances are greater than are the Ca-O distances.

A similar explanation may be used to locate the F ions in artificial NaF-melilites. The unshared corners of the SiO_4 tetrahedra in the melilite sheet have, according to SMITH (1953) insufficient Pauling valence bonds to justify the location of an O' ion. It is probable, therefore, that the unshared corners of the SiO_4 tetrahedra are occupied by F in NaF-melilites and by OH groups in NaOH-melilites.

Among the attempts to produce melilites of the general formula $A_2BC_2O_7$, many were unsuccessful by apparently unexplainable reasons. Therefore, this formula should be revised. The oxygens of the unshared corners of the SiO_4 tetrahedra are structurally different from the oxygens shared between two tetrahedra since their distance from the metal atoms indicate that the bond is not purely ionic. The present author suggests that the general formula of melilites should be written $A_2X_2(BC_2Y_5)$ where the bonds of homopolar character are formed by the A and X atoms and the rest of the sheet is made up by the BC_2Y_5 part of the formula.

Empirically this formula has the great advantage that it permits the construction of strict rules for the formation of melilites. It seems to be a condition for the formation of melilites that the charge of the BC_2Y_5 part of the formula is small and definitely lower than one per mole. The present author will return to this in a more detailed paper which is now in preparation.

The two most important melilites are åkermanite, $Ca_2O_3MgSi_2O_5$, and gehlenite, $Ca_2O_2AlSiAlO_5$. Natural melilites normally contain some sodium and potassium and many attempts have been made to explain the mechanism of this substitution.

Schaller (1916) introduced the Na-sarcosite molecule, $Na_6Al_2Si_3O_{12}$, as a melilite end member and Buddington (1922) showed that this molecule, if mixed in the proportion 1:9 with the $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ molecule, is taken into complete solid solution in melilites. WINCHELL (1924), however, doubted this because the stoichiometry of the Na-sarcosite molecule is different from that of melilite, and he suggested that a $Na_2Si_3O_7$ melilite existed. However, GOLDSMITH (1948) showed that this molecule is not taken into solid solution at all in åkermanite, and that it is accepted in the gehlenite molecule only to an extent of 15 percent by weight. These values are too low to account for the alkali content of natural melilites, and Goldsmith suggested that the substitution of Na for Ca in melilites had to be followed by a substitution of OH for O. Later SMITH (1953) showed that there is no relation between the water content and the alkali content of natural melilites. Thus, many conflicting ideas have been offered to explain the substitution mechanism leading to the formation of natural alkali melilites.

The present author attacked this problem by means of mineral synthesis, and demonstrated that two different mechanisms may lead to the formation of alkali melilites:

- 1) Gehlenite-containing melilites take some $Na_2Si_3O_7$ and some $K_2Si_3O_7$ in solid solution in amounts depending upon the gehlenite content as well as upon the temperature. When $Na_2Si_3O_7$ and $K_2Si_3O_7$ are taken in solid solution in gehlenite, the BC_2Y_5 part of the general formula becomes charged. At $1300^\circ C$ the maximum charge of the BC_2Y_5 part seems to be $+0.3$ per mole. At $1000^\circ C$ it is around $+0.2$ per mole.

2) The Ca-O bonds of gehlenite and åkermanite may be changed by Na-F, to a certain extent also by K-F bonds. By this substitution mechanism the BC_2Y_5 part of the general formula remains unchanged. No attempts have been made by the present author to produce the OH analogues of the fluorine melilites, but there are no structural restrictions to the formation of such analoges.

One important melilite end member (Ca_2O_2, Na_2F_2) $SiBeSiO_5$, has been made artificially by the present author. Leukophane and melinophane are mixed crystals between this melilite and åkermanite and gehlenite respectively.

REFERENCES

- BUDDINGTON, A. F. (1922): On some natural and synthetic melilites. *Am. Jour. Sci.* vol. 3 (1922) p. 35–87.
- GOLDSMITH, J. R. (1948): Some melilite solid solutions. *Jour. Geol.* vol. 56 (1948) p. 437–447.
- MEGAW, HELEN D. (1952): The structure of afwillite, $Ca(SiO OH) \cdot 2H$. *Acta Kryst.* vol. 5 (1952) p. 477–491.
- RAAZ, F. (1930): Die Struktur des Meliliths. *Akad. Wiss. Wien* 139(1930) p. 465.
- SCHALLER, W. T. (1916): Mineralogic notes. *Nova Scotia Geol. Survey Bull.* 610. 3d ser. p. 109–128.
- SMITH, J. V. (1953): Reexamination of the crystal structure of melilite. *Am. Min.* 38 (1953) p. 643–661.
- STRUNZ, H. (1957): *Mineralogische Tabellen*. Ed. Akad. Verlagsges. Geest & Portig K.-G. Leipzig 1957.
- WARREN, B. E. (1930): The structure of melilite $(Ca, Na)_2(Mg, Al)(Si, Al)_2O_7$. *Zeitschr. Krist.* vol. 74 (1930) p. 131–138.
- WINCHELL, A. N. (1924): The composition of melilite. *Am. Jour. Sci.* 5th ser. vol. 8 (1924) p. 375–384.

Manuscript received May 29. 1961.

Printed December 1961.

International Association of Sedimentologi.

The general assembly of the Association at Copenhagen in 1960 decided to edit its own Bulletin of Sedimentology. The first number will appear in January 1962. The subscription price will be \$ 6.50 for members and \$ 9.— for non-members of the Association.

Persons who wish to become a member of the Association should inform the General Secretary, Prof. Dr. D. J. Doeglas, Postbus 37, Wageningen, Holland and send at the same time \$ 1.10 (or f 4.— (Dutch Guilders) to the International Association of Sedimentology c/o Rotterdamsche Bank, Utrecht, Holland.

The next International Sedimentological Congress will be held in Belgium and Holland in 1963.

Ivar Hessland.