

Datering av plutoner og pegmatitter i Larvik pluton-kompleks, sydlige Oslo Graben, ved hjelp av U-Pb isotoper i zirkon og baddeleyitt

Sven Dahlgren, Fernando Corfu & Larry Heaman

Introduksjon

Oslo-Riften er en kontinental rift som ble dannet i sein-paleozoikum (karbon-perm) og består av to hoved-grabenstrukturer: 1. Skagerrak Graben, som vesentlig ligger under vann og er delvis dekket av mesozoiske sedimenter i Skagerrak (Ro m. fl. 1990a,b), og 2. Oslo Graben, som grovt sett utgjøres av landområdet med vulkanske og plutonske bergarter, samt tilhørende forkastninger og gangkomplekser i omgivende prekambriske områder, mellom Langesund og Tønsberg i sør og Brummunddalen i nord (Dons 1978). Oslo Graben (genetisk term) er derfor ikke helt synonymt med "Oslofeltet" (geografisk term) (Dons 1978).

Den geologiske kunnskapen vi har om Skagerrak Graben er hittil naturlig nok nærmest bare begrenset til informasjon fra maringeofysiske undersøkelser med magnetometri og gravimetri og særlig refleksjonsseismikk. Disse undersøkelsene har imidlertid gitt viktig informasjon om den 3-dimensjonale oppbygningen av Skagerrak Graben. Refleksjonsseismiske undersøkelser er mye værre å utføre på land i Oslo Graben, og Skagerrak Graben er derfor viktig som analogi for å forstå den 3-dimensjonale oppbygningen av Oslo Graben. På den annen side er bergartene og forkastningssystemene i Oslo Graben svært lett tilgjengelige for geologiske undersøkelser av forskjellige slag, noe som tjener som en viktig informasjonskilde for å forstå ulike aspekter av utviklingen av Skagerrak Graben. Mesozoiske og kenozoiske sedimenter overlager de paleozoiske bergartene og forkastningene i den sørvestlige delen av Skagerrak Graben (sør for Farsund) og dette området ansees å være prospektivt for hydrokarboner. De fleste av olje- og gass-forekomstene på norsk sokkel er knyttet til andre rift-systemer. Ingen av disse kan studeres på land i Norge slik som i Oslo-riften. De ulike informasjonstypene vi kan sette sammen fra Oslo Graben og Skagerrak Graben er derfor både viktige vitenskaplig sett for å forstå hvordan kontinentale riftingprosesser foregår, samt fordi at det kan være et direkte økonomisk gasspotensiale i Skagerrak Graben.

Til forskjell fra de fleste rift-bassenger (som for eksempel Viking Graben i Nordsjøen) er Oslo Graben ikke fylt med sedimenter, men stort sett med vulkanske bergarter. Sedimenter, i Nordsjøens riftbassenger for eksempel, daterer vi biostratigrafisk med mikrofossiler. De eldste av de sein-paleozoiske sedimentene som er funnet i Oslo Graben ("Askergruppen") ble tidligere datert ved hjelp av makrofossiler (planterester og muslinger) til perm. Dette vet vi nå er feil og at sedimentene er av sein-karbonsk alder (Olaussen 1981). Mikrofossiler i disse sedimentene er imidlertid svært ødelagte p.g.a. oksidasjon og kontaktmetamorfose. Dessuten er det vesentligste av sedimentene i Askergruppen avsatt før vulkanismen startet. I de vulkanske seriene forekommer det kun sparsomt med sedimentlag og ingen av disse har hittil kunnet bli datert biostratigrafisk. For å få kunnskap om tidsaspektene for utviklingen av Oslo Graben er vi derfor henvist til å bruke isotopdateringer av de vulkanske og plutonske bergartene. Skal vi kunne bruke disse dateringene til å forstå de rift-dannende prosessene med tilhørende tektoniske hendelser, magmadannelse, malmdannelse etc. må de være presise (d.v.s. med usikkerhet på 1 million år eller bedre) og vi må være helt sikre

på hva det er vi daterer. Til dette formålet er uran – bly isotopdateringer av mineraler helt i særstilling den best egnete metoden.

Larvikitt og lardalitt

"Larvikitt" og "lardalitt" er bergartsnavn som kun brukes i Oslo Graben. Larvikitt er vanligvis kjennetegnet ved den vakre blå schillereffekten ("labradorisering") i feltspatene, og det finnes mange varianter av bergarten. Navnet "laurvikitt", etter "Laurvik" (=Larvik), seinere modernisert til "larvikitt", ble introdusert av Brøgger i 1890 etter bergartens utbredelse i Larvik-distriktet. I internasjonal nomenklatur vil larvikittene bli klassifisert som alkali-monzonitter. Når vi likevel bruker navnet larvikitt i faglitteraturen er det fordi dette er en monzonittisk bergart som er unik i verdenssammenheng. Den blå schillereffekten i feltspatene er svært typisk og gjør larvikitt til en svært ettertraktet prydstein på verdensmarkedet. Brøgger introduserte også navnet "tønsbergitt", men dette er kun omvandlete larvikitter og navnet brukes ikke lenger. Larvikitt forekommer i en del mindre områder i Nordmarka nord for Oslo, men de to største massivene er "Skrim-massivet" mellom Kongsberg og Skien, og "Larvik-massivet" mellom Tønsberg og Langesundsfjorden. Mineralsammensetningen til larvikittene varierer en del. Noen varianter fører kvarts, andre nefelin (aldri begge deler), mens noen ikke fører noen av disse mineralene. Det meste av bergarten består av feltspater, ofte store, tidlig krystalliserte ternærfeltspater (det er de som har blå schillereffekt) og seint krystalliserte kalifeltspater. Andre vanlige mineraler er biotitt, amfibol, klinopyroksen, olivin, apatitt, ilmenitt og magnetitt. Ortopyroksen forekommer i noen varianter.

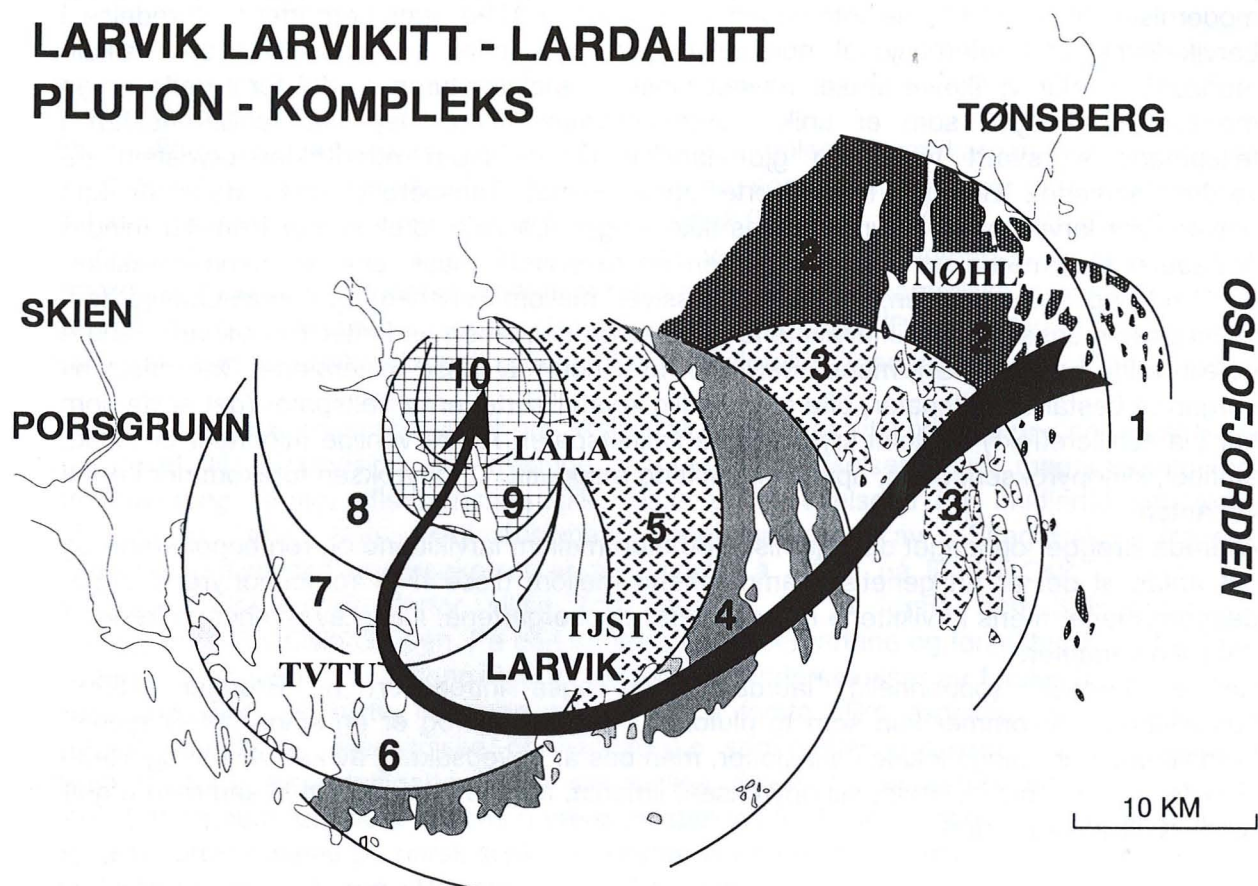
Allerede Brøgger oppdaget den kjemiske likheten mellom larvikittene og rombeporfyrene og det antas at det er en genetisk sammenheng mellom disse hvor rombeporfyrene utgjør dagbergartene, mens larvikittene representerer dypbergartene. Også av rombeporfyrene er det ulike varianter.

Navnet "lardalitt" (opprinnelig "laurdalitt") ble også introdusert av Brøgger (1890). Lardalittene forekommer kun som to plutoner i Lågendalen og er en slags nefelinsyenitt. Lardalittene har mange lokale variasjoner, men består hovedsakelig av kalifeltspat og 10-30 % nefelin, mens biotitt, olivin, klinopyroksen, ilmenitt, magnetitt og apatitt til sammen utgjør rundt 10 % av bergarten.

Larvik pluton-kompleks

Kart over utbredelsen av larvikitter (medregnet "tønsbergitter") og lardalitter ble publisert av Brøgger i 1898 og av Brøgger og Schetelig i 1923 og 1926, men den systematiske opptredenen av ulike hovedvarianter av larvikittplutoner ble ikke oppdaget før for 20 år siden (Petersen 1978). Han oppdaget, på grunnlag av aeromagnetiske kart, flyfoto og feltobservasjoner, at larvikittene dannet et tydelig mønster med sirkulære plutoner hvor de yngre skjærer de eldre, og kartbildet blir en serie med "halvmåner" (figur 1). De eldste plutonene forekommer i øst, ved Tønsberg, og er kvartsførende. Suksessivt yngre, og gradvis mer nefelinrike larvikitt-plutoner forekommer vestover mot Larvik og Langesundsfjorden. De nefelinrike lardalittene, i nordvest, utgjør de siste intrusjonene i serien av plutoner. Dette bildet er nokså forenklet og fremdeles er vår forståelse for larvikittenes geologi temmelig mangelfull. Larvikittene er dannet fra basaltiske smelter som fraksjonerte et sted nede i litosfæren (Neumann 1980, Rasmussen m.fl. 1988).

LARVIK LARVIKITT - LARDALITT PLUTON - KOMPLEKS



RLN 9406018

Figur 1

Kartskisse som viser hovedprinsippet for intrusjonssekvensen av larvikitt- og lardalitt-plutoner i Larvik-komplekset (etter Petersen 1978). De eldste plutonene intruderte i øst, yngre og yngre plutoner intruderte stadig lenger mot vest, og de yngste (lardalittene) i nordvest. Pilen er trukket gjennom plutonene fra eldst mot yngst. I realiteten er geologien til larvikitt-plutonene langt mer komplisert. Pluton-numrene må derfor tas med en stor klype salt. Dessuten er yngre syenitter etc. er ikke tegnet inn på kartet. Plutonene 1 og 2 er kvartsførende larvikitter, plutonene 3 og 5 har verken kvarts eller nefelin, mens plutonene 4, 6, 7 og 8 fører variable, relativt små mengder nefelin. Plutonene 9 og 10 er nefelinrike lardalitter. Prøvelokaliteter: NØHL = Nøtterøy, Holmen steinbrudd (nedlagt); TJST = Tjølling, Stålakerbruddet; TVTU = Tveidalen, Tuftenbruddet; LÅLA = Lågendalen, Lauve (lardalitt).

Datering av mineraler ved radioaktiv nedbrytning av uran

Nedbrytning av radioaktivt uran (U) til stabilt bly (Pb) har vært brukt til datering av bergarter og mineraler siden fenomenet radioaktivitet ble oppdaget. I de tidligste dateringsforsøkene var det imidlertid ulike forhold som gjorde resultatene meget usikre. Seinere ble det utviklet massespektrometre hvor en kunne bestemme isotopsammensetningen av både U, Pb og Th (thorium), og en kunne bestemme alderen til svært U og Th rike mineraler (uraninitt, euxenitt, thoritt etc). Etter hvert ble det også utviklet andre metoder for isotopdatering av bergarter og mineraler, hvor de viktigste er kalium-argon (K-Ar), rubidium-strontium (Rb-Sr), argon-argon (Ar-Ar) og samarium-neodym (Sm-Nd) metodene. Imidlertid fant man tilsynelatende at samme bergartskompleks gav ulike aldre når en brukte ulike metoder, noe som medførte stor usikkerhet for anvendeligheten av isotopdateringer for presis bestemmelse av alderne. Gradvis har man imidlertid erkjent at de ulike dateringsmetodene gir ulik informasjon alt ettersom hvilke geologiske prosesser bergarten har gjennomgått. I dag bruker vi ulike isotopsystemer til å datere bergartenes primære krystallisasjonsalder, metamorfosealder, avkjølingsalder etc.

Allerede i femtiårene ble uran i zirkoner brukt til dateringer, men alderne gav gjerne usikkerheter på mange millioner år. Først etter viktig pionerinnsats av Tom. Krogh (1982 og referanser i denne) har presise U-Pb isotopdateringer av zirkoner blitt mulig. I dag kan til og med arkeiske (d.v.s. mer enn 2500 millioner år gamle) zirkoner dateres med en usikkerhet på 1 million år eller bedre. Metodeforbedringen skyldes blant annet bruk av sunt norsk bondevett (Tom. Krogh er Canadier med norske aner) kombinert med en god porsjon forståelse for geologi og kjemi, samt at analyseinstrumenter og kjemiske laboratorier har blitt vesentlig forbedret de siste to tiårene.

Naturlig uran består av to radioaktive isotoper ^{235}U og ^{238}U som henholdsvis brytes ned til to stabile ("radiogene") blyisotoper ^{207}Pb og ^{206}Pb . En tredje radiogen blyisotop, ^{208}Pb , dannes ved radioaktiv nedbrytning av thorium. En fjerde blyisotop, ^{204}Pb , er ikke radiogen. Bly i en bergartssmelte ved krystallisasjonen består av en blanding av alle disse blyisotopene og omtales som "vanlig bly". Hastigheten for radioaktiv nedbrytning av ^{235}U og ^{238}U til respektive radiogene blyisotoper er konstant og uttrykkes som halveringstider, d.v.s. tiden det tar før en har halvparten igjen av den uranmengden en hadde i utgangspunktet (704 millioner år for ^{235}U og 4468 millioner år for ^{238}U). Ved å måle forholdene mellom ^{235}U og ^{238}U og mellom de ulike Pb isotopene i et mineral ved hjelp av et massespektrometer kan en beregne alderen til mineralet. Det fantastiske ved U-Pb datering er at en oppnår tre aldre for mineralet, nemlig $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ og $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ aldre. Når disse alderne er identiske sier vi at de er konkordante. Dette er meget viktig fordi vi da vet at mineralet har vært isotopisk lukket (radiogent bly har ikke lekket ut) siden dannelsen og vi har full kontroll på om alderen vår er geologisk reell.

På grunn av at halveringstiden for ^{235}U er mye kortere enn for ^{238}U er det relativt sett mye mindre mengder ^{235}U i forhold til ^{238}U i "unge" mineraler sammenliknet med hva det var i mineraler som krystalliserte langt tilbake i prekambrium. En konsekvens av dette er at i unge mineraler er det lite ^{207}Pb å måle på og $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ og $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ alderne kan derfor lett ha høyere usikkerhet enn $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ alderen som kan måles med høy presisjon.

Mineraler som skal være egnet for U-Pb datering må selvsagt inneholde uran i dannelsesstidspunktet. I tillegg bør det ikke inneholde nevneverdige mengder med bly ("vanlig bly") ved dannelsen. I gamle dager brukte en gjerne uranrike mineraler da disse hadde nok uran og radiogent bly å analysere på. Resultatene var imidlertid ofte forvirrende da en ikke fikk konkordante, men ulike ("diskordante") aldre. Mineralene hadde m.a.o. ikke vært isotopisk lukket. Dette skyldes at uranrike mineraler gjerne er metamikte, d.v.s. de har

mistet sin krystallstruktur gjennom fisjonen av uran og mineralet har vært "lekk". Ikke-metamikte uranrike mineraler (for eksempel uraninitt) har andre ulemper som at de ikke er gjennomsiktede (og derved er det vanskelig å avgjøre om mineralet har inneslutninger eller er fritt for sprekker) og at de relativt lett kan påvirkes av sekundære geologiske prosesser (for eksempel oksidasjon av uran). I dag brukes fortrinnsvis zirkoner til U-Pb datering da dette mineralet har spesielt mange kvaliteter som gjør det unikt for formålet fordi:

- **Zirkoner finnes i nærmest alle slags bergarter.**
- **Zirkoner inneholder nesten alltid litt uran, men vanligvis lite nok til at det alltid er mulig å finne krystaller som ikke er metamikte.**
- **Zirkon ekskluderer bly fra strukturen ved den primære krystallisasjonen, men strukturen er stabil nok til å beholde radiogent bly gjennom geologiske tidsrom.**
- **Zirkon er et mekanisk tøft mineral, d.v.s. det tåler litt av hvert av geologiske prosesser.**
- **Zirkon er kjemisk stabilt i vanlige geologiske miljøer, d.v.s. at det vanligvis ikke påvirkes av overflateprosesser (forvitring) eller normale seinmagmatiske / hydrotermale prosesser.**
- **Zirkon er gjennomiktig. Det er derfor mulig å se om mineralet har inneslutninger (som kan inneholde "vanlig bly") eller at det går sprekker gjennom krystallen.**
- **Zirkon er ikke-magnetisk og tungt, noe som letter separasjonen av zirkonkrystaller (som vanligvis er noe få mikron store) fra bergartene.**

Andre mineraler som vanligvis brukes til U-Pb datering er:

- **Baddeleyitt (monoklin ZrO_2). Det er imidlertid nokså uvanlig å finne.**
- **Titanitt. Det inneholder imidlertid ofte en del "vanlig bly" og kan være uegnet.**
- **Rutil. Her gjelder det samme som for titanitt.**
- **Monazitt.**

Datering av baddeleyitt og zirkon i plutoner og pegmatitter i Larvik larvikitt – lardalitt kompleks.

Larvikittene og assosierte pegmatitter har fra gammel tid av vært kjent for innholdet av zirkoner, og er i gammel litteratur ofte omtalt som "zirkon-syenitter". Vi anså derfor larvikittene som det perfekte utgangspunkt for å bruke U-Pb isotopdateringer for å foreta presise aldersbestemmelser av såvidt unge bergarter. Studiet skulle også teste om det var mulig å datere de ulike plutonene og se om det var en rimelig overensstemmelse mellom oppnådde U-Pb aldere og den relative aldersrekkefølgen påvist for plutonene i felt (fig 1). I tillegg oppdaget vi (i 1989) at mange av larvikittene er usedvanlig rike på baddeleyitt. Baddeleyitt hadde riktignok tidligere blitt beskrevet fra larvikittene (Widenfalk and Gorbatshev 1971), men at mineralet forekom så rikelig var ikke kjent. Det var derfor et potensiale til å datere de ulike larvikittene med både zirkon og baddeleyitt. Prøver ble samlet fra Nøtterøy, Tjølling, Tveidalen og Lågendalen (fig. 1).

NØHL: Nøtterøy, Holmen steinbrudd (nedlagt).

Dette er en noe omvandlet kvartsførende larvikitt ("tønsbergitt") som er en del av en tidlig pluton ("pluton 2"). Nydelige zirkoner, opptil 1-2 mm store, forekommer som seint krystalliserte, dendrittiske krystaller. Perfekte fragmenter av disse gav en konkordant alder på $297,3 \pm 1,2$ Ma (= millioner år).

TJST: Tjølling, Stålakerbruddet.

Dette er en larvikitt ("pluton 6"; fig. 1) med litt nefelin. I denne larvikitten er baddeleyitt nesten like vanlig som zirkon (forhold ca 1:2). Zirkon og baddeleyitt gav en identisk, konkordant alder på $293,7 \pm 1,6$ Ma. Store dendrittiske zirkoner fra pegmatitter samme sted gav en alder identisk med alderen til omgivende larvikitt innen usikkerheten ($294,4 \pm 0,8$ Ma).

TVTU: Tveidalen, Tuftenbruddet.

Dette er også en svakt nefelinførende larvikitt som tilhører "pluton 6". Baddeleyitt og zirkon forekommer i omtrent like mengder i larvikitten, mens sterkt magmatisk sonerte, prismatiske zirkoner, opptil 3-4 millimeter store, er vanlige i pegmatittene. Også her gav larvikitt (både zirkon og baddeleyitt) og pegmatitt identiske aldere innenfor usikkerheten (henholdsvis $293,2 \pm 1,3$ Ma og $294,3 \pm 1,2$ Ma).

LÅLA: Lågedalen, Lauve.

Dette er en lardalitt fra Lågedalen. I denne bergarten forekommer baddeleyitt i små mengder, mens zirkon forekommer rikelig. Prøven er fra "pluton 9" (fig. 1). Baddeleyitt og zirkon gav igjen identiske aldere på $292 \pm 0,8$ Ma.

Normalt er mineralene som separeres ut av bergarter til U-Pb datering bare noen mikron store og separeringen av dem er tidkrevende. Det var derfor fristende å plukke ut en serie med uvanlige mineraler som forekommer i store stykker i pegmatittene i denne regionen for å se om de var brukbare til U-Pb datering. Generelt ble det ikke noen suksess: Titanitt fra Håkestad inneholdt nesten ikke uran, men masse vanlig bly og var derfor ikke brukbar. Andre mineraler som monazitt (Vøra), thoritt (Sandøya), eukolitt (Eikaholmen), wøhleritt (Siktesøya) og rosenbuschitt (Teineholmen) var alle relativt rike på thorium, inneholdt lite uran og noen hadde temmelig mye vanlig bly, og var derfor ikke attraktive for U-Pb datering. Også zirkoner fra zirconskjerpel syd på Stokkøya inneholdt meget lite uran, men mye thorium. Heller ikke disse zirkonene var derfor brukbare til U-Pb datering. Anrikningen av thorium i pegmatittene i regionen er et gjennomgående trekk.

Det eneste ikke-standard mineralet som var brukbart for U-Pb datering var polymignitt fra Stålaker. Dette forekommer i cm-lange nåleformede krystaller som klart er metamikte. Tilsynelatende "friske", mørk grønne domener i polymignitt krystallene gav en alder på $292,8 \pm 1,3$ Ma, m.a.o. identisk innenfor usikkerheten med zirkonalderen fra samme lokalitet. Dette er noe forbausende, men viser at den analyserte polymignitten ikke hadde lekket radiogent Pb.

Hovedkonklusjonene fra larvikittstudiet er som følger:

- Larvikittene er velegnet for presis U-Pb datering v.h.j.a. av zirkon og baddeleyitt.
- Hele Larvik pluton-kompleks intruderte over en periode på 5-6 millioner år.
- Det er en god overensstemmelse mellom relative alderforskjeller påvist i felt og resultatene fra U-Pb dateringene.
- Pegmatitter og omgivende larvikitter gir identiske U-Pb aldere innenfor usikkerhetene. Dette styrker den vanlige oppfatningen at pegmatittene representerer den siste "juicen" som var igjen etter at det meste av plutonen var krystallisert.

Sammenlikning med tidligere dateringer

Alderne ovenfor, som varierer mellom 297 og 292 Ma, viser at larvikittene er av sein-karbonsk alder. Grensa mellom karbon og perm settes i dag ved 290 millioner år (Gradstein og Ogg 1996). U-Pb zirkon / baddeleyitt-aldere er således betydelig eldre enn Rb-Sr

aldrene som tidligere er publisert for larvikittene og som henholdsvis gav 281 ± 4 Ma (prøve fra Bolærne, Sundvoll og Larsen 1990) og 277 ± 3 ("Larvik larvikitt", uten nærmere lokalitetsangivelse, Sundvoll m.fl. 1990). De eneste andre bergartene i Oslo Graben som også er datert presist med U-Pb er larvikitter fra Skrim som gav ca 281 Ma (Pedersen m.fl. 1995). Skrim-larvikittene er derfor mye yngre, ca 11 millioner år, enn Larvik larvikittene.

Summary

The Larvik larvikite-lardalite plutonic complex in the southern part of the Oslo Graben consists of a series of plutons being oldest in the east and which become younger and younger towards the west. This results in a generalized map pattern showing arcuate plutonic bodies (fig. 1, after Petersen 1978). In this study zircons were separated from several larvikite and lardalite pluton bodies throughout the intrusion sequence. All intrusions are rich in high quality zircons, and in some also baddeleyite occur abundantly. Precise U-Pb zircon and baddeleyite ages demonstrate that the plutons were emplaced over a 5-6 million years long period, between about 297 and 292 Ma, which is in the end of the Carboniferous. These results are clearly different from the much younger Rb-Sr ages previously reported from these plutons and which gave 281 ± 4 Ma (Sundvoll og Larsen 1990) and 277 ± 3 (Sundvoll et al. 1990) respectively. Precise U-Pb ages from the Skrim larvikite complex, situated some 25-30 km NW of the Larvik complex, give ages around 281 Ma (Pedersen et al. 1995), and demonstrate that the Larvik complex is at least 11 Ma older than the Skrim complex.

Takk

Jeg vil gjerne takke S.A. Berge og A.O. Larsen som begge øste av sin kunnskap om pegmatittforekomster i området slik at jeg kunne finne fram til det beste prøvematerialet for dette studiet i 1989. Analysearbeidet utførte jeg ved Royal Ontario Museum (ROM), Jack Satterley Geochronology Laboratory, Toronto, Ontario, Canada, ved flere opphold i perioden 1989 til 1991. Dette var mulig takket være invitasjon fra direktør Tom. Krogh, samt stipend fra NTNf og NAVF. Jeg vil også spesielt takke Fernando Corfu og Larry Heaman, ROM, som lærte meg hemmelighetene bak høykvalitets U-Pb dateringer.

REFERANSER

- Brøgger, W.C. (1890) Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der Südnorwegischen Augite- und Nephelinsyenite. Zeitschr Kristallographie und Mineralogie 16, 1-663.
- Brøgger, W.C. (1898) Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes III. Das Gangfolge des Lardalits. Skr Nor Vidensk Selsk I Mat Nat Klasse 6, 1-377.
- Brøgger, W.C. and Schetelig, J. (1923) Geologisk kart over Kristianiafeltet, 1:250.000. Norges geol Unders.
- Brøgger, W.C. and Schetelig, J. (1926) Rektangelkart Tønsberg og Larvik. Norges geologiske undersøkelse. 1:100.000.
- Dons, J.A. (1978) Terminology and history of investigations. I: Dons, J.A. og Larsen, B.T. (red.) The Oslo Paleorift. A review and guide to excursions. Norges geologiske undersøkelse Bulletin 337, 9-16.

Gradstein, F.M. and Ogg, J. (1996) A Phanerozoic time scale. *Episodes* 19, 1&2, 3-5.

Krogh, T.E. (1982) Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica Cosmochimica Acta* 46, 637-649.

Neumann, E.-R. (1980) Petrogenesis of the Oslo region larvikites and associated rocks. *J. Petrol.* 21, 499-531.

Olaussen, S. (1981) Marine incursion in Upper Palaeozoic rocks of the Oslo Region, Southern Norway. *Geol.Mag.* 118, 281-288.

Pedersen, L.E., Heaman, L.M. and Holm, P.M. (1995) Further constraints on the temporal evolution of the Oslo Rift from precise U-Pb zircon dating in the Siljan-Skrim area. *Lithos* 34, 301-315.

Petersen, J.S. (1978) Structure of the larvikite-lardalite complex, Oslo-region, Norway, and its evolution. *Geol.Rundsch.* 67, 330-342.

Rasmussen, E., Neumann, E.-R., Andersen, T., Fjerdingsstad, V. and Stabel, A. (1988) Petrogenetic processes associated with intermediate and silicic magmatism in the Oslo rift, south-east Norway. *Mineral. Mag.* 52, 293-307.

Ro, H.E., Larsson, F.R., Kinck, J.J. and Husebye, E.S. (1990a) The Oslo Rift - its evolution on the basis of geological and geophysical observations. *Tectonophysics* 178, 11-28.

Ro, H.E., Stuevold, L.M., Faleide, J.I. and Myhre, A.M. (1990b) Skagerrak Graben - the offshore continuation of the Oslo Graben. *Tectonophysics* 178, 1-10.

Sundvoll, B. and Larsen, B.T. (1990) Rb-Sr isotope systematics in the magmatic rocks of the Oslo Rift. *Nor. geol. unders. Bull.* 418, 27-46.

Sundvoll, B., Neumann, E.-R., Larsen, B.T. and Tuen, E. (1990) Age relations among Oslo Rift magmatic rocks: implications for tectonic and magmatic modelling. *Tectonophysics* 178, 67-87.

Widenfalk, L. and Gorbatshev, R. (1971) A note on the occurrence of Baddeleyite in larvikite from Larvik, Norway. *Norsk Geol. Tidsskr.* 51, 193-194.