

# $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -geokronologi i det Rinkiska bältet, västra Grönland

*Ann-Sofie Sidgren*

Examensarbeten i Geologi vid  
Lunds universitet - Berggrundsgeologi, nr. 186



Lunds univ. Geobiblioteket



15000

601139040

Geologiska institutionen  
Centrum för GeoBiosfärsvetenskap  
Lunds universitet

2005

Ann-Sofie Sidgren

## <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology in the Rinkian fold belt, West Greenland

Sidgren, A., 2005: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology in the Rinkian fold belt, West Greenland. Degree project 20 credits Geology – Lithosphere and Biosphere Sciences, no. 186

### Abstract

The Palaeoproterozoic Rinkian fold belt forms the northern segment of the Nagssugtoqidian-Rinkian orogenic (NRO) system of central and northern West Greenland. The NRO is an ancient, deeply-eroded, 1000 km wide orogen formed during a continent-continent collision c. 1.85-1.87 Ga ago correlated to the adjacent north-eastern Canada. The Rinkian fold belt consists of Archaean basement and the unconformably overlying Palaeoproterozoic Karrat Group. Both parts were intensely deformed and metamorphosed during the crustal shortening of the tectono-thermal reworking due to the formation of the NRO. A large crustal melt, the Prøven granite complex, was emplaced under granulite facies conditions in the northern part of the belt at  $1869 \pm 9$  Ma, near the regional metamorphic maximum.

Seven hornblende and muscovite <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar cooling ages are presented from the central-northern parts of the Rinkian fold belt. Four <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar hornblende ages ranging from  $1795 \pm 3$  to  $1782 \pm 3$  Ma were obtained from amphibolite and hornblende enclaves in the Archaean orthogneiss, and from relict dyke fragments. Three <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar muscovite ages from Karrat Group metagreywacke, andalusite schist and metasilstone yielded  $1681 \pm 6$  Ma,  $1686 \pm 3$  Ma and  $1676 \pm 3$  Ma. The ages date the cooling below the closure temperature in hornblende and muscovite after the Palaeoproterozoic metamorphic event, and the data suggests a slow cooling rate of c.  $1-2^\circ\text{C}/\text{Ma}$  in the central Rinkian fold belt from  $\sim 1780$  Ma ( $500^\circ\text{C}$ ) to  $\sim 1680$  Ma ( $350^\circ\text{C}$ ). The new <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages, from hornblende and muscovite, are uniform and probably unrelated to the local metamorphic grade and structural history of the sample locality and are interpreted as regional late orogenic cooling ages. The new hornblende ages are older than those previously presented from the central and northern Nagssugtoqidian belt and point to that the cooling and exhumation after the thermal event occurred earlier in the Rinkian fold belt than in the Nagssugtoqidian belt.

Keywords: West Greenland, the Rinkian fold belt, the Nagssugtoqidian-Rinkian Orogen, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology, cooling rate

Advisor: Laurence Page<sup>1</sup> and Adam A. Garde<sup>2</sup>

GeoBiosphere Science Centre, Department of Geology, Lithosphere and Biosphere Sciences,  
Lund University, Sölvegatan 12, 223 62 LUND

<sup>1</sup>GeoBiosphere Science Centre, Department of Geology, Lithosphere and Biosphere Sciences, Lund University, Sölvegatan 12, 223 62 LUND, Sweden

<sup>2</sup>Geological Survey of Denmark and Greenland, Øster Voldgade 10, 1350 Copenhagen K, Denmark

## **$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -geokronologi i det Rinkiska bältet, västra Grönland**

Sidgren, A., 2005:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -geokronologi i det Rinkiska bältet, västra Grönland. Examensarbete 20 p i Geologi vid Lunds universitet – Berggrundsgeologi, nr. 186

### **Sammanfattning**

Det paleoproterozoiska Rinkiska bältet är den nordliga delen av den Nagssugtoqidisk-Rinkiskaorogenesisen (NRO), på centrala och norra Västgrönland. NRO är en gammal, djupt eroderad, 1000 km bred orogenes som bildats vid kontinent-kontinent kollision för 1,85-1,87 Ga sedan och som korreleras med det angränsande nordöstra Kanada. Det Rinkiska bältet består av arkeisk berggrund och den diskonformt överlagrande paleoproterozoiska Karratgruppen. Båda har deformerats och metamorfoserats genom kompression av krustan i samband med den tektono-termala omarbetning vid bildandet av NRO. En stor krustal smälta, Prøvenkomplexet, intruderade under granulitfaciesförhållande i de norra delarna av det Rinkiska bältet vid  $1869 \pm 9$  Ma, nära regionalmetamorfosens maximum.

Sju hornblände och muskovit  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -avkylningsåldrar presenteras från de centrala och nordliga delarna av det Rinkiska bältet. Fyra  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -åldrar från hornblände mellan  $1795 \pm 3$  till  $1782 \pm 3$  Ma har erhållits från amfibolitiska och hornbländeitiska enklaver i den arkeiska ortognejsen och från fragment av relikta gångar. Tre  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dateringar av muskovit från metagråvackor i Karratgruppen, andalusitskiffer och metasiltsten ger åldrar på  $1681 \pm 6$  Ma,  $1686 \pm 3$  Ma och  $1676 \pm 3$  Ma. Åldrarna daterar avkylningen, under blockeringstemperaturen för hornblände och muskovit, efter den paleoproterozoiska bergskedjebildningen och föreslår en långsam avkylning på ca  $1-2^\circ\text{C}/\text{Ma}$  i de centrala delarna av det Rinkiska bältet från  $\sim 1780$  Ma ( $500^\circ\text{C}$ ) till  $\sim 1680$  Ma ( $350^\circ\text{C}$ ). Dessa nya  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -åldrar, från datering av muskovit och hornblände, är enhetliga och är troligtvis inte relaterade till den lokala metamorfa graden eller den strukturella bakgrunden för de specifika lokalerna där proven kommer ifrån utan tolkas som avkylningsåldrar på den regionala metamorfosen. Dessa nya hornbländeåldrar är äldre än hornbländeåldrar som tidigare har presenterats för de centrala och norra delarna av det Nagssugtoqidiska bältet, vilket pekar på att avkylningen och därmed upplyftningen efter orogenesisen har skett tidigare i det Rinkiska bältet än i det Nagssugtoqidiska bältet.

Nyckelord: Västgrönland, Rinkiska bältet, Nagssugtoqidisk-Rinkiska orogenesisen,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -geokronologi, avkylningshastighet

Handledare: **Laurence Page<sup>1</sup> och Adam A. Garde<sup>2</sup>**

Geologiska Institutionen, Berggrundsgeologiska avdelningen, Lunds Universitet, Sölvegatan 12, 223 62 LUND

<sup>1</sup>GeoBiosphere Science Centre, Department of Geology, Lithosphere and Biosphere Sciences, Lund University, Sölvegatan 12, 223 62 LUND, Sweden

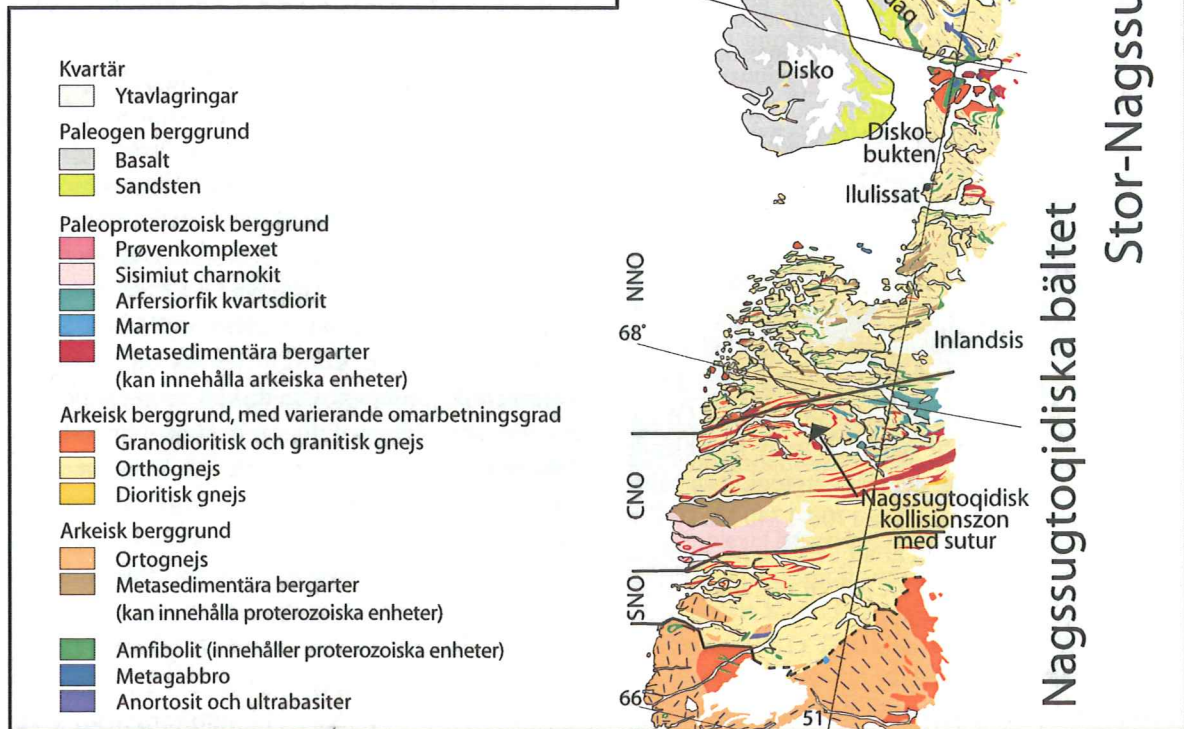
<sup>2</sup>Geological Survey of Denmark and Greenland, Øster Voldgade 10, 1350 Copenhagen K, Denmark

1	Inledning .....	5
1.1	Syfte och mål .....	6
2	Tidigare arbete .....	6
3	Geologisk översikt av det Rinkiska bältet .....	7
3.1	Arkeisk berggrund – Umanak gnejser .....	7
3.2	Paleoproterozoiska sediment – Karratgruppen .....	7
3.3	Prövenkomplexet .....	7
4	Tidigare dateringar på Västgrönland .....	8
4.1	Nagssugtoqidiska bältet .....	8
4.2	Rinkiska bältet .....	8
5	Prekambrisk utveckling av Västgrönland .....	9
5.1	Stor-Nagssugtoqidierna/Nagssugtoqidisk-Rinkiska orogenesisen .....	9
5.2	Nagssugtoqidiska bältet .....	9
5.3	Rinkiska bältet .....	9
6	Analytiska metoder .....	11
6.1	Bakgrund till $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering .....	11
6.2	Blockeringstemperatur .....	11
6.3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering .....	11
6.4	Stegvis uppvärmning .....	12
6.5	Material lämpade för $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering .....	12
6.5.1	Glimmermineral .....	13
6.5.2	Amfibol .....	13
6.6	Avkylning .....	13
6.7	Laboratorieteknik .....	13
7	Lokal och bergartsbeskrivning .....	14
7.1	Ukkusissatområdet .....	14
7.2	Nordöstra Uummanaqområdet .....	14
7.3	Sydöstra Uummanaqområdet .....	15
8	Resultat .....	16
8.1	Ukkusissatområdet .....	16
8.2	Nordöstra Uummanaqområdet .....	16
8.3	Sydöstra Uummanaqområdet .....	17
8.4	Avkylningshastighet .....	17
9	Tolkning och diskussion .....	17
10	Slutsats .....	19
11	Förslag till fortsatt arbete .....	19
12	Tackord .....	19
13	Referenser .....	20
	Appendix A	
	Appendix B	
	Appendix C	

# 1 Inledning

Västgrönlands prekambriiska berggrund är en ca 1800 Ma gammal bergskedja, vars ursprungliga storlek kan ha varit jämförbar med storleken på dagens Himalaya. Området är idag kraftigt eroderat och visar vad som tros vara ett djupt tvärsnitt av kollisioner mellan kontinenter i samband med uppkomsten av en nordatlantisk superkontinent i paleoproterozoisk tid (Garde *et al.*, 2003). Superkontinenten beräknas innefatta grönländsk såväl som kanadensisk berggrund, och eventuellt skandinavisk berggrund, varför geologin på västra Grönland till stor del kan följas och sammanbindas med geologin i dagens östra Kanada (Garde, 2003; van Gool *et al.*, 2002). Den västgrönländska paleoproterozoiska orogenesisen tros i huvudsak innefatta kontinent-kontinent kollision mellan en grönländsk arkeisk kontinent och den Nordatlantiska kratonen, södra Grönland (van Gool *et al.*, 2002).

Västgrönland delas in i tre olika huvudområden: den Nordatlantiska kratonen (NAC) i söder, det Nagssugtoqidiska bältet (NAG) i mitten och det Rinkiska bältet i norr (Fig. 1) (Grocott & Pulvertaft, 1990). Det Rinkiska bältet utgör tillsammans med det Nagssugtoqidiska bältet en "Stor-Nagssugtoqidisk"



Figur 1. Geologisk karta över det Rinkiska bältet och det Nagssugtoqidiska bältet som tillsammans bildar Stor-Nagssugtoqidiskerna, västra Grönland. NAG: Nagssugtoqidiska bältet, NNO: norra Nagssugtoqidiska bältet, CNO: centrala Nagssugtoqidiska bältet, SNO: södra Nagssugtoqidiska bältet, NAC: Nordatlantiska kratonen. (Kartan är modifierad efter Garde *et al.*, 2004).

bergskedja (Garde, 2004) som bildades vid den paleoproterozoiska Nagssugtoqidisk-Rinkiska orogenesisen (NRO) (Grocott *et al.*, 2004).

Det Rinkiska bältet består av Umanakgnejs, som är av arkeisk ålder, av täckbergarter i form av proterozoiska metasediment som går under benämningen Karratgruppen och av det stora magmatiska Prøvenkomplexet (Henderson & Pulvertaft, 1987). Grocott & Pulvertaft (1990) menar att det Rinkiska bältet strukturellt karakteriseras av isoklinalt veckade skällor, med flackt liggande axialplan, samt vertikala tektoniska rörelser som har påverkat både de arkeiska gnejserna och de proterozoiska sedimenten. Bältet har i huvudsak utsatts för högtemperatur-lågtrycks metamorfos i samband med bergskedjebildningen i paleoproterozoisk tid (Grocott & Pulvertaft, 1990).

### 1.1 Syfte och mål

Danmarks och Grönlands Geologiske Undersøgelses (GEUS) fältarbete på västra Grönland, sommaren 2002, var början på ett arbete med målet att korrelera det Rinkiska bältets geologiska utveckling med övriga Grönlands och Kanadas geologi. Fältarbetet syftade till att identifiera olika deformationsfaser och transportriktningar i området, utvärdera och revidera tidigare undersökningar och bildningsteorier för området, samt att samla material för åldersbestämningar.

Syfte med detta examensarbete är att åldersbestämma det centrala Rinkiska bältets avkylning efter den paleoproterozoiska bergskedjebildningen samt att tolka åldrarna i förhållande till rådande hypoteser om bältets regionala utveckling. Detta görs med hjälp av en tunnslipsstudie och  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering av hornblände och muskovit från amfiboliter och metasediment från det Rinkiska bältet. De fåtal dateringar som tidigare gjorts på västra Grönland tyder på en variation i avkylningens ålder i nord-sydlig led (Willigers *et al.*, 2002).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering av hornblände från centrala delarna av det Nagssugtoqidiska bältet visar en avkylningsålder på ca 1700-1740 Ma (Willigers *et al.*, 2002). Möjligt är att bergarterna belägna vid Prøvenkomplexet lokalt har en metamorf ålder präglad av kontaktmetamorfos.

Mål med detta arbete är att:

- bidra med grundläggande åldersinformation om det Rinkiska bältets prekambrika, metamorfa historia,

- undersöka om avkylningens ålder i det Rinkiska bältet skiljer sig från avkylningens ålder i det Nagssugtoqidiska bältet,
- fastställa om bergarterna i närheten av Prøvenkomplexet har en metamorf ålder som kan kopplas till komplexets intrusion,
- bestämma avkylningshastigheten i de centrala delarna av det Rinkiska bältet genom datering av hornblände och muskovit.

## 2 Tidigare arbete

Det Rinkiska bältet karterades och beskrevs redan på sextio- och åttiotalet medan kartering fortfarande bedrivs i det Nagssugtoqidiska bältet. Forskarna har under åren presenterat många olika idéer om Västgrönlands prekambrika utveckling, men oftast berör teorierna begränsade delar av området och är ofta dåligt förankrade med varandra (Garde *et al.*, 2003).

När det Nagssugtoqidiska bältet först definierades (Ramberg, 1949) var dess nordliga gräns okänd och det ansågs att bältet sträckte sig långt norrut, det vill säga det Rinkiska bältet var odefinierat. Från omkring 1975 har forskarna menat att Västgrönlands centrala och norra delar representerar två olika orogener, den Nagssugtoqidiska orogenesisen och den Rinkiska orogenesisen (Escher & Pulvertaft, 1976). Detta bland annat på grund av att bältena skiljer sig markant åt strukturgeologiskt. Det Nagssugtoqidiska bältet uppvisar vertikala, branta foliationer och täta veck medan det Rinkiska bältet visade flackt liggande foliationer och stora vertikala domer (Henderson & Pulvertaft, 1987). Det Rinkiska bältet har länge beskrivits som en del av det Fox-Rinkiska bältet, som sträcker sig från västra Grönland till östra Kanada. De Rinkiska bältena och Fox bältet uppvisar strukturella likheter och karakteriseras båda av de proterozoiska sediment som diskonformt överlagrar den arkeiska gnejsen (Pulvertaft, 1986; Grocott och Pulvertaft, 1990). Det Nagssugtoqidiska bältet sammankopplas på samma sätt med Torngat orogenesisen i östra Kanada då dessa områdes prekambrika geologi uppvisar likheter (van Gool *et al.*, 2002).

Teorin om att bältena har sitt ursprung i olika orogener har under senare tid ifrågasatts (Garde & Steenfelt, 1999; van Gool *et al.*, 2002), vilket har gett upphov till projektet som ligger till grund för detta examensarbete.

### 3 Geologisk översikt av det Rinkiska bältet

#### 3.1 Arkeisk berggrund – Umanak gnejser

Den arkeiska berggrunden består till övervägande del av ljus- till mörkgrå, medelkornig och biotitrik ortognejs oftast med tonalitisk-granodioritisk sammansättning (Henderson & Pulvertaft, 1987). Det förekommer även en karakteristisk enhet av kalifältspat-ögongnejs och på några platser innehåller ortognejsen spridda kalifältspatögon eller pegmatitiska gångar. Amfiboliter förekommer, ofta diskordant, i gnejsen både som små enklaver eller lager samt som större, sammanhängande enheter (Henderson & Pulvertaft, 1987).

#### 3.2 Paleoproterozoiska sediment – Karratgruppen

De paleoproterozoiska sedimenten, Karratgruppen, överlagrar de arkeiska bergarterna diskonformt och delas in i tre huvudformationer; Mårmorilik, Qeqertarsuaq och Nûkavsak (Henderson & Pulvertaft, 1987). Mårmorilik- och Qeqertarsuaq-formationerna har blivit avsatta i bassänger i en riftmiljö och består av shelfavsatta sedimentsekvenser. Dessa båda enheter anses ha bildats under samma extensionperiod, men har på grund av en tröskel i den underliggande berggrunden separata depositionsområden och har därmed sammansättningskillnader (Garde, 1978).

Mårmorilikformationen är till stor del en karbonatformation uppbyggd av dolomit- och kalcitmarmor. Formationen har en mäktighet upp till 1,6 km och till följd av metamorfos i grönskiffer- till amfibolitfacies syns inga eller bara ett fåtal depositionsstrukturer i Mårmorilikformationens karbonater (Henderson & Pulvertaft, 1987).

Qeqertarsuaqformationen består av siliciklastiska bergarter som semipelitisk till pelitisk skiffer, kvartsit och kvartsitisk skiffer samt marmor, hornbländeskiffer och amfibolit. Denna formation varierar mycket i mäktighet, från 140 m till 3 km på ett avstånd av 20 km. Större delen av bergarterna i Qeqertarsuaqformation har sedimentärt ursprung, men på toppen av formationen finns en vulkanisk enhet bildad av lava och pyroklastiska flöden. Bergarterna i Qeqertarsuaqformationen har rekristalliserat i amfibolitfacies, varför primära sedimentationsstrukturer, liksom i Mårmorilikformationen, nästan helt saknas (Grocott & Pulvertaft, 1990).

På toppen av Qeqertarsuaq- och Mårmorilik-formationerna vilar den utbredda Nûkavsak-formationen, vilken sannolikt avsattes under en period av transgression till följd av ytterligare extension (Grocott & Pulvertaft, 1990). Nûkavsakformationen är uppbyggd av turbiditsekvenser och består av växellagrade granulära semipeliter samt pelitiska skiffrar (Henderson & Pulvertaft, 1987). Formationen är vitt utbredd och mycket enhetlig. Den har på vissa ställen en mäktighet på över 5 km. Transgressionen tycks ha haft samma hastighet som avsättningen av sedimenten då inga vertikala depositionsförändringar har hittats i formationen (Grocott & Pulvertaft, 1990). Den metamorfa graden är till stor del i lägre amfibolitfacies, men den ökar, där den underliggande Qeqertarsuaqformationen är tunn samt i närheten av Prøvenkomplexet (Grocott & Pulvertaft, 1990).

#### 3.3 Prøvenkomplexet

Prøvenkomplexet är ett stort magmatiskt granitkomplex i Upernavikområdet (Fig. 1) i de norra delarna av det Rinkiska bältet. Det är en grovkornig, massiv bergart med en svag foliation, som i huvudsak består av två granityper – en hyperstengranit med megakrister av kalifältspat och en granatleucogranit (Grocott & Pulvertaft, 1990). Den granatförande leucograniten härstammar troligtvis från lokalt uppsmält sediment från Karratgruppen (Garde personligt meddelande, 2004). Komplexet har intruderat i mellan till övre delen av krustan under granulitfacies förhållande. Omgivande berg, både den arkeiska gnejsen och de proterozoiska täckbergarterna, stupar in under Prøvenkomplexet, vilket visar att komplexet har en högre strukturell nivå än sidoberget (Escher & Pulvertaft 1976; Kalsbeek, 1981). Prøvenkomplexets relation till kringliggande berg talar för att komplexet intruderade strax före eller nära metamorfosens maximum. Veckningen av sidobergets regionalt flackt liggande fabric har även veckat de stora sliror av sidoberget som finns i komplexet (Garde *et al.*, 2004).

Komplexet har ett högt initialt  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -förhållande (0,7067), vilket implicerar att det finns äldre kontinental krusta bland Prøvenkomplexets källbergarter (Kalsbeek, 1981). Detta har även bekräftats i senare studier (Thrane *et al.*, in press). Den kontinentala signaturen innebär att Prøvenkomplexets uppkomst inte är relaterad till subduktion utan till uppsmältning av de djupa delarna av den kontinentala krustan (Trane *et al.*, in press). Prøvenkomplexet korreleras

med Cumberlandbatoliten, i nordöstra delen av den kanadensiska skölden (Fig. 2), då Cumberlandbatoliten uppvisar en ålder och  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -signatur som liknar Prøvenkomplexets. I det Nagssugtoqidiska bältet finns två kalkalkalina magmatiska komplex, Sisimiut och Arfersiorfik (Fig. 1), vars uppkomst, till skillnad från Prøvenkomplexet, tros kunna kopplas till subduktion av oceanisk krusta (van Gool *et al.*, 2002).

## 4 Tidigare dateringar på Västgrönland

### 4.1 Nagssugtoqidiska bältet

Sisimutkomplexet intruderade i de centrala delarna av det Nagssugtoqidiska bältet mellan 1912 Ma och 1873 Ma och Arfersiorfikkomplexet intruderade de norra delarna av det Nagssugtoqidiska bältet mellan 1921 och 1885 Ma (van Gool *et al.*, 2002).

De centrala delarna av det Nagssugtoqidiska bältets (CNO) metamorfa maximum har enligt flera studier inträffat för 1860-1840 Ma sedan (Kalsbeek *et al.*, 1987; Taylor & Kalsbeek, 1990; Kalsbeek & Nutman, 1996; Connelly *et al.*, 2000; Willigers *et al.*, 2001) vid ca 800°C och 7-9 kbar (van Gool *et al.*, 2002). Dateringar gjorda i områden söder och norr om CNO visa att metamorfosens maximum där har inträffat senare, omkring 1785-1780 Ma i de södra delarna av det Nagssugtoqidiska bältet (SNO) (Kalsbeek & Nutman, 1996; Connelly & Mengel, 2000) och 1780-1740 Ma i dess norra delar (NNO) (Willigers *et al.*, 2001). Detta kan visa på att deformationen av berggrunden, som orsakades av kontinent-kontinent-kollisionen, startade i CNO och spred sig sedan lateralt åt söder och norr (van Gool *et al.*, 2002).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering av hornblände och muskovit från de centrala delarna av det Nagssugtoqidiska bältet visar åldrar på 1750-1700 Ma respektive 1649-1640 Ma (Willigers *et al.*, 2001, 2002). Datering från norra delarna av det Nagssugtoqidiska bältet ger  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -åldrar omkring 1740-1717 Ma för hornblände och omkring 1700 Ma för muskovit (Willigers *et al.*, 2002). Genom att använda blockeringstemperaturen 580°C för hornblände och 410°C för muskovit har Willigers *et al.*, 2002, räknat ut avkylningshastigheten för det Nagssugtoqidiska bältet. Dessa dateringar ger avkylningshastigheter på 2-3°C/Ma i CNO och 5-7°C/Ma i NNO (Willigers *et al.*, 2002).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - och K-Ar-datering av hornblände från Diskobukten (Fig. 1), mellan det Nagssugtoqidiska bältet och det Rinkiska bältet, sprider mellan arkeiska åldrar och 1764 Ma (Rasmussen & Holm, 1999). Dessa åldrar visar att den metamorfa graden under den paleoproterozoiska bergskedjebildningen inte alltid varit tillräckligt hög överallt för att nollställa hornbländets K-Ar-isotopsystem (Rasmussen & Holm, 1999).

### 4.2 Rinkiska bältet

Både zirkon  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -analyser och U-Pb-zirkon-åldrar visar på att både det Rinkiska bältet och det Nagssugtoqidiska bältet har deformerats och metamorfoserats i samband med paleoproterozoisk tektonisk aktivitet, mellan 1870-1810 Ma (Thrane *et al.*, 2003). Pb/Pb-helbergart-isokron-åldrar daterar rekristallisationen av en marmor i det Rinkiska bältet till  $1881 \pm 20$  Ma (Taylor & Kalsbeek, 1990), vilket har tolkats som en ålder på metamorfosens maximum. Prøvenkomplexet har en Rb/Sr-totalbergarts-isokron-ålder på  $1860 \pm 25$  Ma (Kalsbeek, 1981) och Cumberlandbatoliten i nordöstra delen av den kanadensiska skölden har en U-Pb-ålder på 1860-1850 Ma (Scott, 1999). Nya dateringar av Prøvenkomplexet ger en zirkon U/Pb-ålder på  $1869 \pm 9$  Ma (Thrane *et al.*, in press). Prøvenkomplexet och Cumberlandbatoliten är båda något yngre än intrusionerna i det Nagssugtoqidiska bältet och i Torngat orogenesisen, Kanada (van Gool *et al.*, 2002). Ovan nämnda dateringar visar på att Prøvenkomplexet intruderade in i Karratgruppen efter metamorfosens maximum (van Gool *et al.*, 2002). Metamorfosens maximum i det Rinkiska bältet tycks ha inträffat före metamorfosens maximum i det Nagssugtoqidiska bältet (van Gool *et al.*, 2002).

Rasmussen & Holm (1999) har påvisat K-Ar-åldrar av hornblände i östra Nuussuaq (Fig. 1) på 1925 Ma till 1750 Ma.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering av hornblände i Diskobukten gav åldrar mellan 2750 och 1870 Ma (Rasmussen & Holm, 1999).

En odefornerad färsk basisk gång, som skär både Umanakgnejsen och Karratgruppens sediment, har vid Rb/Sr-isokron-datering gett en ålder på  $1645 \pm 35$  Ma (Henderson & Pulvertaft, 1987). Gången visar troligtvis en ålder på metamorfosen slutstadium efter bergskedjebildningen (Henderson & Pulvertaft, 1987).



## 5 Prekambrisk utveckling av Västgrönland

### 5.1 Stor-Nagssugtoqidierna / Nagssugtoqidisk-Rinkiska orogenesisen

Gränsen mellan det Rinkiska bältet och det Nagssugtoqidiska bältet brukar placeras i norra Diskobukten där ett smalt bälte av nästan odeformerade arkeiska gnejser finns (Escher & Pulvertaft, 1976; Garde, 2004). I bukten finns en relativt sen förkastningszon som inte tycks kunna utgöra någon stor tektonisk gräns som skulle innebära att bältena är bildade av två separata orogener (Grocott & Davies, 1999). Mengel *et al.*, (1998) pekade på likheterna mellan bältena och senare års fältarbete har visat att hela det Rinkiska bältet, precis som det Nagssugtoqidiska bältet, har utsatts för en kraftig jordskorpeförkortning i samband med kompression av den kontinentala krustan (Garde *et al.*, 2003). Det Nagssugtoqidiska bältet och det Rinkiska bältet har båda utsatts för metamorfos och deformation vid 1870-1810 Ma (Thrane *et al.*, 2003) och den tektoniska transportriktningarna åt nordväst återfinns i båda bältena (Garde, 2004; Garde *et al.*, 2003). Det Rinkiska bältet presenteras därför numera som en

förlängning av det Nagssugtoqidiska bältet (Garde, 2004; van Gool 2004) och det båda bältenas strukturella utseende kan anses härstammar från samma orogenes, den Nagssugtoqidisk-Rinkiska orogenesisen (NRO) (Grocott *et al.*, 2004), där bergskedjan kan kallas Stor-Nagssugtoqidierna (Garde, 2004). Stor-Nagssugtoqidierna tros ha haft en bredd på cirka 1000 km, vilket är jämförbart i storlek med dagens Himalaya (Garde *et al.*, 2003). Då både det Rinkiska bältet och det Nagssugtoqidiska bältet visar starka korrelationer med geologin i östra Kanada kan hela den Stor-Nagssugtoqidierna korreleras med Rea-Hearne provinsen i östra Kanada (Fig. 2) (Garde, 2004).

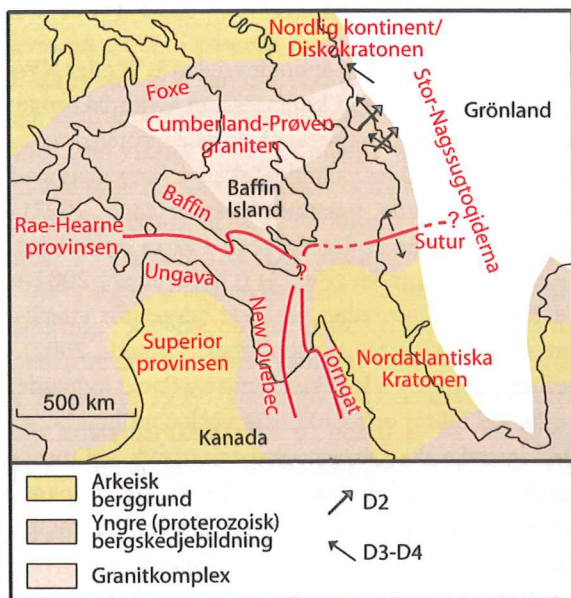
### 5.2 Nagssugtoqidiska bältet

En av de senast publicerade modellerna av utvecklingen i det Nagssugtoqidiska bältet (van Gool *et al.*, 2002) beskriver hur bältet bildades genom att kontinenterna spricker upp, 2040 Ma, och öppnar en oceanbassäng som åter stängs varefter två av de kontinentala plattorna åter kolliderar, 1920-1870 Ma. De två kontinentala plattorna utgörs av den Nordatlantiska kratonen i söder och en arkeisk platta, innefattande de Nagssugtoqidiska och Rinkiska bältena, i norr (Diskokratonen/nordlig kontinent, Fig. 2). Van Gool *et al.*, (2002) föreslår att oceanplattan subducerades in under den nordatlantiska kratonen då oceanen stängdes, men på grund av avsaknaden av tydliga bevis utesluts inte att oceanplattan subducerades ner under Diskokratonen. Kontinent-kontinent-kollisionen gav upphov till kompression av krustan, vilket medförde bildandet av isoklinala veck med deformationsriktning WNW-ESE. Kompressionen övergick sedan till att bilda storskaliga veck till följd av rörelseriktningen nord-syd (van Gool *et al.*, 2002).

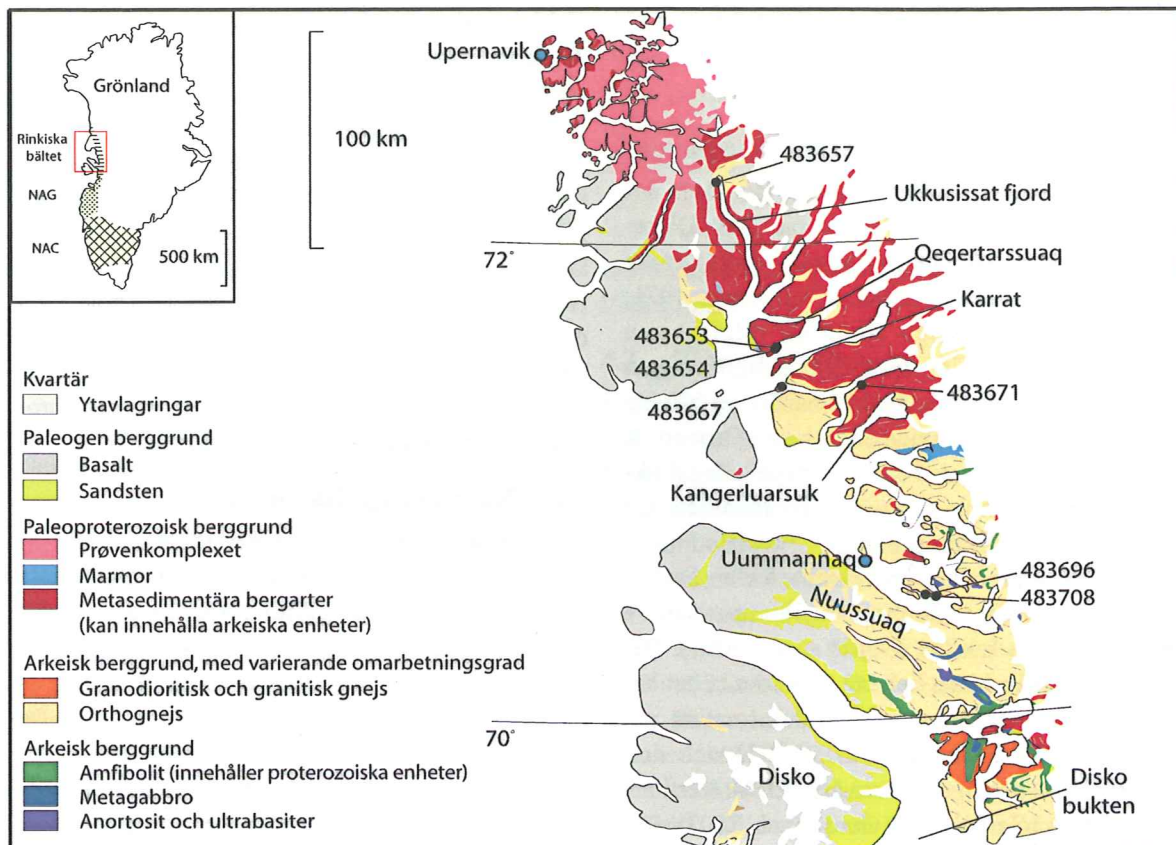
### 5.3 Rinkiska bältet

Då det Rinkiska bältet och det Nagssugtoqidiska bältet idag anses ha bildats av samma orogenes kan modellen för utvecklingen av det Nagssugtoqidiska bältet (se ovan) även tillämpas på det Rinkiska bältet.

De proterozoiska sedimenten i det Rinkiska bältet avsattes i samband med extension av krustan då de kontinentala plattorna gled isär. Riftning gav upphov till förkastningar och halv-graben, där sediment kunde ackumuleras, Marmorilik- och Qeqertarsuaqformationerna. I samband med ytterligare extension sjönk marknivån och stora bassänger bildades där enorma mängder sediment samlades, Nûkavsakformationen. Underliggande arkeisk berggrund och



Figur 2. Geografisk placeringen av Grönland, Kanada och Baffin Island med mellanliggande kontinentalsockelområden i Proterozoisk tid. I det Rinkiska bältet finns två transportriktningar, först mot nordöst (gråa pilar) och sedan mot nordväst (svarta pilar). (Modifierad efter Garde, 2004)



Figur 3. Geologisk karta över det centrala Rinkiska bältet som visar lokalerna där proverna för  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -undersökningen är hämtade. GGU på provnummerna har uteslutits. NAG: Nagssugtoqidiska bältet, NAC: Nordatlantiska kratonen (Kartan är modifierad efter Garde *et al.*, 2004)

dessa nybildade sediment komprimerades och deformationerades i olika omgångar och i olika riktningar (deformationsfaserna 1-4) i samband med att oceanplattan subducerades och Diskokratonen och Nordatlantiska kratonen kolliderade (Garde *et al.*, 2004).

Under fältarbetet 2002 och 2003 (Garde *et al.*, 2003) hittades indikatorer på tektoniska transportriktningarna i det Rinkiska bältet. I en regionalt utbredd, enhetlig glimmerskiffer i nordöstra Uummannaqområdet (Fig. 3) hittades kinematiska indikatorer i form av asymmetriska kvartslinser (Garde *et al.*, 2004). Kvartslinserna och rörelseindikatorerna kring dem visar att i början av bergskedjebildningen transporterades de övre delarna av jordskorpan åt E-NE, deformationsfas 2 (D2), vilket gav upphov till den första veckningen med tillhörande flackt liggande S fabric (Garde, personligt meddelande, 2002). Enligt Garde *et al.*, (2004) kan deformationsfas 2 definieras av undre- till mellanamfibolitfacies förhållanden. I metasedimenten vissas detta genom förekomst av andalusit och muskovit (Garde, personligt meddelande, 2002).

Transportriktningen ändrades sedan åt W eller NW och till följd av fortsatt kompression av jordskorpan sköts de arkeiska gnejserna och de paleoproterozoiska sedimenten upp över varandra i skällor, deformationsfas 3 (D3) (Garde, personligt meddelande, 2002). Deformationsfas 3 dominerar i västra och södra Uummannaqområdet (Fig. 3) (Garde *et al.*, 2004) och har utsatt det redan veckade berget för ytterligare veckning (Garde, personligt meddelande, 2002). Deformationsfasen karakteriseras av flackt liggande S eller LS fabric och isoklinala veck som innefattar både den arkeiska gnejsen och överliggande sediment. Bergarterna som deformationerats av D3 har mineralparageneser i mellan till övre amfibolitfacies, där metasedimenten innehåller framförallt sillimanit men även granat (Garde, personligt meddelande, 2002).

Under sista delen av kompressionen skapades upprättstående, öppna, kilometerstora, domlika veck som tidigare tolkats som diapirstrukturer, deformationsfas 4 (D4) (Garde, personligt meddelande, 2002). D4, som bland annat dominerar i området nordost om Uummannaq (Fig. 3), har transport-

riktning mot NW-SW och inträffade i samband med eller precis efter det termala maximumet (Garde *et al.*, 2004). De arkeiska gnejserna och de överliggande sedimenten har i och med D4 utsatts för metamorfos i övre amfibolitfacies till granulitfacies (Garde *et al.*, 2004).

## 6 Analytiska metoder

Bergarterna som analyserats i denna studie samlades in av GEUS under fältsäsongen 2002 för att beskrivas och  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dateras med hjälp av stegvis uppvärmning i  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -geokronologiska laboratoriet på Centrum för Geobiosfärsvetenskap, Lunds Universitet. Urvalet av dateringsprover gjordes i polarisationsmikroskop. Prover, där det var svårt att skapa rena separater, och prover, där aktuella mineral var omvandlade eller på annat sätt påverkade, valdes bort. Hornblände och muskovit separerades ur bergarterna genom krossning och siktning, varpå mineralkornen plockades under mikroskop. För att underlätta separeringen användes en magnetseparator vid separering av några av proverna.

### 6.1 Bakgrund till $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering, som används i denna studie, är en utveckling av K-Ar-datering (McDougall & Harrison, 1999). Både  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - och K-Ar-datering baseras på att det i naturen finns  $^{40}\text{K}$ , vilken är en radioaktiv isotop av kalium. Kalium är det åttonde vanligaste grundämnet i jordens kontinentala skorpa och finns som viktigt element i många vanligt förekommande mineral, t.ex. i glimrar och i kalifältpat.  $^{40}\text{K}$  har en halveringstid på 1250 miljoner år och sönderfaller i  $^{40}\text{Ca}$  och  $^{40}\text{Ar}$ . Den radiogent bildade  $^{40}\text{Ar}$  ( $^{40}\text{Ar}^*$ ) utgör, tillsammans med  $^{40}\text{K}$ , basen för K-Ar-datering.  $^{40}\text{Ar}^*$  har en stor radie i förhållande till de joner som normalt sitter i vanliga mineral (McDougall & Harrison, 1999). Detta gör att den kan i mineralens kristallstruktur, men på grund av att den är en ädelgas reagerar den oftast inte med kristallerna. Vid hög temperatur, i t.ex. en magma, är kristallstrukturen öppen för diffusion (kan utbyta element med omgivningen) och argonet i berget kan ställa sig i jämvikt med omgivande gasfas. När berget kyls av och temperaturen sjunker kommer kristallstrukturen att stängas för diffusion och  $^{40}\text{Ar}^*$  från sönderfallet av  $^{40}\text{K}$  kommer att ackumuleras i det fasta berget. Genom att sönderfallshastigheten för  $^{40}\text{K}$  är känd och att det går att mäta innehållet av  $^{40}\text{K}$  och  $^{40}\text{Ar}$  i mineralet kan tiden som gått sedan mineralet svalnat be-

räknas. Om berget på nytt utsätts för en hög temperatur t.ex. under metamorfos, kan det argon som ackumulerats i kristallstrukturen avgå genom diffusion och resterande argon ställa in sig enligt rådande gasfas – K-Ar-systemet nollställs. K-Ar-systemet nollställs även i samband med kristallisation eller rekristallisation av ett mineral.

### 6.2 Blockeringstemperatur

Mineral stänger sin kristallstruktur för utbyte av isotoper med omgivningen då temperaturen understiger en viss temperatur efter t ex (re)kristallisation. Denna temperatur kallas blockeringstemperatur (Dodson, 1973) och är olika för olika mineral (Villa, 1998). Välformade muskovitkristaller, som har en moderat avkylningshastighet, brukar anses ha blockeringstemperaturen  $350^\circ\text{C}$  (McDougall & Harrison, 1999) och hornblände, med en moderat avkylningshastighet,  $500^\circ\text{C}$  (McDougall & Harrison, 1999). Utbytet av isotoper med omgivningen är dock beroende av annat än temperaturen i mineralet. Det har i olika studier till exempel visat sig att blockeringstemperaturen kan vara beroende av mineralets sammansättning och avkylningens hastigheten (Harrison 1981). Willigers *et al.*, (2001) diskuterar att allt högre blockeringstemperaturer föreslås, framförallt för de mineral med de högsta blockeringstemperaturerna. Vid studier då den relativa blockeringstemperaturen används, t ex vid beräkning av avkylningshastigheter, har detta dock mindre betydelse (McDougall & Harrison, 1999). Williger *et al.*, (2001) förslår att muskovit stänger sitt kristallgitter för diffusion vid  $410^\circ\text{C}$  och hornblände vid  $580^\circ\text{C}$  i samband med den långsamma avkylningen som förekommit i det Nagssugtoqidiska bältet. Vid bestämning av avkylningen av muskovit och hornblände i det Rinkiska bältet används i denna studie blockeringstemperaturerna som presenterats av McDougall & Harrison (1999) då dessa fortfarande är de mest allmänt accepterade ( $350^\circ\text{C}$  för muskovit och  $500^\circ\text{C}$  för hornblände).

### 6.3 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering

När  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -metoden används bestrålas provet först i en kärnreaktor för att en del  $^{39}\text{K}$  ska sönderfalla till  $^{39}\text{Ar}$  ( $^{39}\text{Ar}_k$ ) (McDougall & Harrison, 1999). Provet smälts sedan i ett ultrahögt vakuum (UHV), varpå det extraherade argonet renas och analyseras på sina isotoper i en masspektrometer. Det relativa förhållandet mellan  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$ ,  $^{37}\text{Ar}$  och  $^{36}\text{Ar}$  mäts samt

$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$  bestäms. Eftersom mängden  $^{39}\text{Ar}_k$  beror av mängden  $^{39}\text{K}$  i provet och  $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$  är konstant, är  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ -förhållandet proportionellt till  $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ -förhållandet i provet och därigenom kan åldern bestämmas (McDougall & Harrison, 1999). För att inte behöva bestämma den absoluta mängden snabba neutroner (fast neutrons) som provet fått genom bestrålningen, bestrålas ett prov med en känd K-Ar-ålder (fluence monitor standard) tillsammans med provet med okänd ålder.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -åldern bestäms sedan genom att provet jämförs med  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ -förhållandet och därmed åldern på standarden. Renne *et al.*, (1998) daterade och räknade om de primära och en del av de sekundära standardernas åldrar som används vid  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering. Vid jämförelse mellan åldrar från olika  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dateringsexperiment måste hänsyn tas till vilka åldrar på standarderna som använts vid beräkning av den okända ålder.

#### 6.4 Stegvis uppvärmning

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -metoden bygger på att argon avgår från provet när detta upphetas stegvis i ett vakuum-system. Vid  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering bestäms förhållandet mellan dotterisotopen  $^{40}\text{Ar}^*$  och moderisotopen  $^{40}\text{K}$  genom en enda isotopanalys. Därför minimeras problemen med inhomogena prover. Dessutom behövs endast en liten mängd prov. Efter det att provet har bestrålats upphettas det i olika steg. Isotopsammansättningen av det argon som avges vid varje uppvärmningssteg analyseras, vilket ger en skenbar ålder. Denna stegvisa upphettning (step heating) ger information om fördelningen av  $^{40}\text{Ar}^*$  i relation till  $^{39}\text{K}$  och därmed  $^{40}\text{K}$ .

Vid den stegvisa upphettningen avgår  $^{40}\text{Ar}^*$  och  $^{39}\text{Ar}$  i proportion till varandra då de båda bildats från kalium. Detta ger ett konstant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -förhållande för varje gasfraktion som extraheras, vilket även ger en konstant skenbar  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ålder för varje uppvärmningssteg och gasfraktion som avges. De skenbara åldrarna för varje uppvärmningsteg plottas i ett åldersspektrum mot den växande mängd argon ( $^{39}\text{Ar}_k$ ) som frigörs för varje steg. Varje steg representerar en skenbar ålder för bergartens nollställning (McDougall & Harrison, 1999). Mönstret som uppvärmningsstegen bildar indikerar om bergarten som dateras har varit ett slutet system sedan sin bildning eller rekristallisation. Ett åldersspektrum där övervägande del av uppvärmningsstegen tillsammans bildar en platå, dvs skillnaderna i de skenbara åldrarna är

små, tolkas som att bergarten varit ett slutet system. Provets  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ålder beräknas genom ett medelvärde på uppvärmningsstegen som bildar platån. Definitionen av en platå och dess ålder beror oftast av hur stor del av den totala avgången av  $^{39}\text{Ar}$  som platån representerar (>50%) samt att de skenbara åldrarna i platån håller sig inom en viss felmarginal (McDougall & Harrison, 1999). Ett bergartsprov som inte förblivit ett slutet system sedan (re)kristallisation kommer ha varierande förhållande mellan  $^{40}\text{Ar}^*$  och  $^{40}\text{K}$  i olika delar av kristallen vilket ger ett åldersspektrum som inte har en väldefinierad platå.

Ett bergartsprov innehåller oftast inte enbart radio-  
gent producerat argon utan kan även innehålla atmosfäriskt argon eller argon från andra källor i omgivningen. Detta överskottsargon gör att provet kommer ha för hög halt  $^{40}\text{Ar}$  vilket i sig ger för höga skenbara åldrar vid dateringen. Atmosfäriskt argon har ett konstant  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  förhållande och genom att mäta förhållandet kan korrektion göras för atmosfäriskt argon (McDougall & Harrison, 1999). Överskottsargon kan även förekomma då  $^{40}\text{Ar}$  från diffusion av ett omkringliggande mineral fastnar i kristallstrukturen i det daterade separatet. Denna typ av överskottsargon sitter oftast i de yttersta delarna av kristallen och brukar avgå vid låga temperaturer vid uppvärmning i samband med datering (White, 1996). I ett åldersspektrum ger avgången av detta överskottsargon avvikande mönster och kan därför korrigeras för vid beräkning av åldern. Överskottsargon kan skapa u-formade platåmönster där stegen med lägst ålder har visat sig stämma bäst överens med det daterade provets verkliga ålder (McDougall & Harrison, 1999). I dessa fall kan "platån" som definierar provets ålder motsvara mindre än 50 % av totala mängden  $^{39}\text{Ar}$  som frigjorts vid datering, vilken då benämns minimum för spektrat. I de fall där dateringen inte ger väldefinierade platåer kan ett medelvärde av alla de skenbara åldrarna för hela åldersspektrumet (integrerad ålder) ge mindre exakt, men ändå värdefull, information om provets ålder. Beskrivning av argonomenklaturen, beskrivning av bestrålningsparametern J och lista över de parametrar som måste vara uppfyllda vid K-Ar- och  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering ges i Appendix A.

#### 6.5 Material lämpade för $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering

Alla bergarter eller mineral som innehåller kalium kan dateras med hjälp av K-Ar- eller  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -metoden men det är främst magmatiska och metamorfa berg-

arter som brukar dateras. Datering av sedimentära bergarter förekommer dock. Då metamorfa mineral dateras, som i denna studie, är det bergartens avkylningsålder, vid respektive minerals blockerings-temperatur, som erhålls och inte åldern på metamorfosen maximum.

### 6.5.1 Glimmermineral

Glimmermineral är mineral som kan ha flera olika sammansättningar och kan förekomma i många olika magmatiska, metamorfa och sedimentära bergarter. Muskovit, som daterats i denna studie, är ett ljust, dioktahedralt glimmermineral, som är stabilt över ett stort temperatur-tryckintervall och är vanligt i graniter, pegmatiter och metamorfoserade sediment. Muskovit har en god förmåga att hålla kvar radiogent argon i sin kristallstruktur och lämpar sig därför bra till både K-Ar- och  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering. Muskovit har den idealiserade kemiska sammansättningen  $\text{KA}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$ .

### 6.5.2 Amfibol

Amfiboler är vanligt förekommande i både magmatiska och metamorfa bergarter. Hornblände är den amfibol som oftast används för K-Ar- och  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering då den endast har ett litet innehåll av atmosfäriskt argon samt att den har en extremt bra förmåga att hålla kvar radiogent argon i kristallstrukturen. Hornblände har den generella kemiska formeln  $(\text{Ca},\text{Na},\text{K})_{2-3}(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_5(\text{SiAl})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ .

## 6.6 Avkylning

Genom att datera både hornblände och muskovit inom samma geografiska område är det möjligt att få information om bergarternas avkylningshastighet då dessa mineral har olika blockerings-temperaturer (McDoggall & Harrison, 1999). Beräkning av avkylningshastigheten med hjälp av hornblände och muskovit ger följaktligen hastigheten på avkylningen mellan ungefär 500°C och ungefär 350°C vilket i det Rinkiska bältet representerar avkylningstemperaturer då den högsta temperaturen på metamorfosen troligt har varit högre, amfibolitfacies och på vissa platser även granulitfacies (Garde *et al.*, 2004).

Vid datering och bestämning av avkylningen i yngre, (fanerozoiska) mellan till övre krustala, metamorfa områden kan enskilda deformationsfaser dateras. I områden med äldre (prekambriska) djupt eroderade och högmetamorfa bergarter, som på Västgrönland, är det troligare att åldrarna som erhållits

representerar hela orogenesens avkylning och inte enskilda deformationshändelser (Willigers *et al.*, 2002). På grund av att den prekambriska högmetamorfa berggrunden utsatts för erosion under lång tid representerar den i dag blottade berggrunden de djupa delarna av orogenen. Vid metamorfos i mellan till djupa krustala nivåer uppnås och upprätthålls temperaturer högre än blockerings-temperaturerna hos hornblände och muskovit, varför deras  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -system förblir öppna för diffusion. Först när hela orogenen avsvanar, eroderas och börjar lyftas upp sjunker temperaturen i, det idag blottade, området ner under blockerings-temperaturerna, vilket medför att  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -systemen stängs. Datering av paleoproterozoiska, högmetamorfa och djupt eroderade orogeneser ger därför oftast ett konsekvent och enhetligt avkylningsmönster (Willigers *et al.*, 2002).

## 6.7 Laborrieteknik

De sju separaten bestrålades tillsammans med en sanidin-standard (25.26 Ma; Wijbrans *et al.*, 1995, omräknad enligt Renne *et al.*, 1998) i 35 timmar i NRG-Petten HFR RODEO i Amsterdam. J-värdet beräknades med 0.5% precision. Efter att proverna avklingat daterades de vid  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -geokronologiska laboriet på Centrum för Geobiosfärsvetenskap vid Lunds Universitet. Ett eller två korn av hornblände eller muskovit laddades i var provhållare i en metalldisk. Proverna uppvärmdes stegvis med hjälp av en ofokuserad 50 W  $\text{CO}_2$ -laser. Hela den analytiska processen är automatiserad och styrs av en dator med mjukvara som är utvecklad för  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering. Platåerna och deras åldrar har en osäkerhet på  $2\sigma$  och bestämdes enligt Dalrymple & Lanphere (1971). Detta innebär att platåerna bör innehålla minst tre på varandra följande stegvisväxande uppvärmningssteg med åldrar som är statistiskt oskiljaktiga och som representerar mer än 50% av totala  $^{39}\text{Ar}$  avgången. För en mer utförlig beskrivning av laborationstekniken se Appendix B.

Willigers *et al.*, (2001 och 2001) har använt en gammal beräkning av åldern på standarden vid beräkning av  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -åldrarna i det Nagssugtoqidiska bältet. För att kunna jämföra åldrarna i det Nagssugtoqidiska bältet med  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dateringarna i detta experiment måste de Nagssugtoqidiska åldrarna korrigerades för skillnaden mellan den nya och den gamla beräkning av standardens ålder.

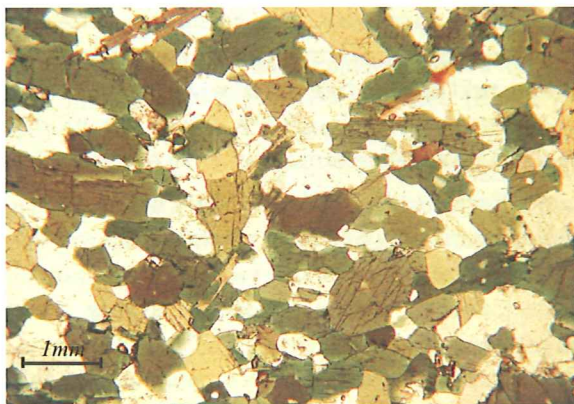
## 7 Lokal och bergartsbeskrivning

Bergarterna i denna studie är insamlade från tre områden i det Rinkiska bältets centrala delar (Fig. 3). I det nordligaste provområdet (Ukkusissatområdet), sydost om Prøvenkomplexet, är ett hornbländeprov hämtat (Fig. 3). Det mellersta provområdet (Nordöstra Uumannaqområdet) är beläget omkring ön Karrat och där är ett hornbländeprov och tre muskovitprover hämtade (Fig. 3). I det södra provområdet (Sydöstra Uumannaqområdet), som ligger vid basen av Nuussuaq, är tre hornbländeprover tagna (Fig. 3). Provnummer samt lokal och bergartsbeskrivningar bygger på A.A Garde och K. Thranes fältanteckningar från fältsäsongen 2002.

### 7.1 Ukkusissatområdet

Ukkusissatområdet (Fig. 3) ligger troligt inom den aureol som påverkats av högmetamorf kontaktmetamorfos till följd av Prøvenkomplexets intrusion. Bland annat förekommer partiell uppsmältning inom Karratgruppens sediment.

Prov GGU 483657 är hämtat från västra sidan av Ukkusissat fjorden (Fig. 3), belägen sydost om Prøvenkomplexet, och kommer från en homogen och medelkornig amfibolit som finns i den flackt liggande, tonalitiska ortognejsen som dominerar området. Amfiboliten är en, meter-tjock och ett par meter lång, rest av en amfibolitisk gång som idag är isoklinalt veckad och kan ses på båda sidorna av fjorden. Amfiboliten innehåller övervägande del hornblände i storlek 0,5-1 mm och plagioklas samt underordnat biotit, titanit och zoisit. Ljus- till mörkgrönt hornblände, vilken innehåller en del mikrosprickor, förekommer (Fig. 5). Biotiten uppträder i kontakt med hornblände och plagioklasen är bitvis seritiserad.

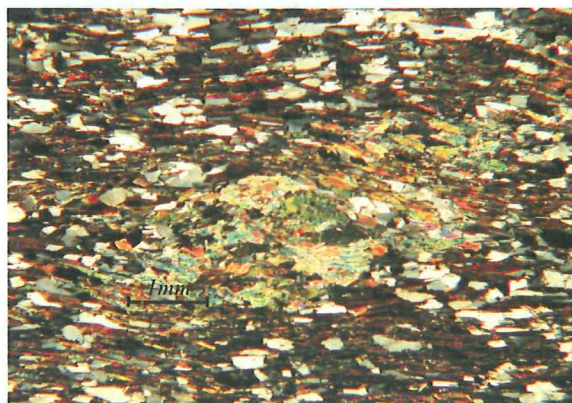


Figur 5. Hornblände och biotit förekommer tillsammans i prov GGU 483657 (planpolariserat ljus)

### 7.2 Nordöstra Uumannaqområdet

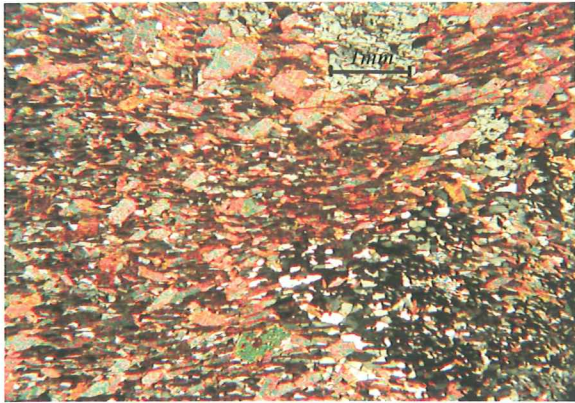
Nordöstra Uumannaqområdet (Fig. 3) är det området i denna studie som påverkats minst av den paleoproterozoiska deformationen och metamorfosen.

Prov GGU 483653 (Fig. 3) är en finkornig meta-gråvacka från Nûkavsakformationen som innehåller biotit, sillimanit, kvarts, muskovit, turmalin och zirkon. Biotit och muskovit förekommer tillsammans i ett kvastlikt mönster, vilket definierar bergartens skiffrihet. Sillimanit, i form av fibrolit, uppträder i kluster, med muskovit i kanterna, och med samma orientering som biotiten. Det var svårt att separera ett bra och rent prov av muskovit från denna bergart då muskovit förekommer i mycket små kristaller och tätt tillsammans med både sillimanit och biotit.



Figur 6. I det finkorniga provet GGU 483653 uppträder fibrolit i kluster med muskovit i kanterna (korsade nikoler)

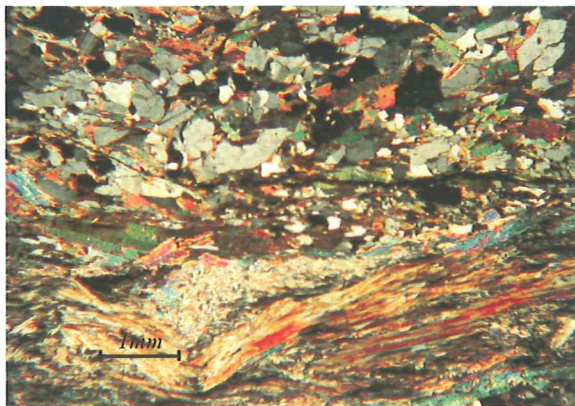
Prov GGU 483654 kommer från en lokal nära lokalen där föregående prov är taget (Fig. 3) och är även detta ett metasediment från Nûkavsakformationen, men här i form av en andalusitskiffer. Andalusitskiffern innehåller biotit, andalusit, turmalin samt enstaka muskovitkorn, som förekommer som mycket små kristaller och växer tätt tillsammans med biotit. Biotit, muskovit och kvarts utgör ett finkornigt matrix, där andalusit uppträder som stora poikiloblaster med inneslutningar av kvarts, biotit och lite muskovit (Fig. 7). Muskovit uppträder även i små kluster utan klar orientering. Biotiten har två olika orienteringar, vilket kan innebära att bergarten innehåller två olika generationer biotit. De två generationerna biotit kan, enligt Garde (Garde, personligt meddelande, 2002), härstamma från rörelserna åt nordöst och åt nordväst i samband med deformationsfas 2 respektive deformationsfas 3.



Figur 7. Prov GGU 483654 består av andalusitpoikiloblaster med inneslutningar av kvarts, biotit, och muskovit samt har ett finkornigt matrix av biotit och muskovit (korsade nikoler)

Lokalen, från vilken prov GGU 483667 kommer (Fig. 3), består av tonalitisk, biotit-ortognejs med enstaka, upp till 2 decimeter tjocka, boudinerade, homogena, amfibolitband och plant liggande, dm-tjocka, deformerade pegmatitiska lager som i stort sätt är parallella med huvudfoliationen. I området kring lokalen finns olika veck, lineationer,  $\delta$ - och  $\sigma$ -formade porfyroklaster och foliationer som visar på deformation från faserna 2, 3 och 4. Amfiboliten innehåller ljusst till mörkt brun-grön hornblände med mikrosprickor. Plagioklasen är delvis seritiserad men där den är färsk visar den tydliga albittvillingar. Provet innehåller även små blekgröna pyroxener, troligen klinopyroxen, som förekommer i närheten av hornblände.

Prov GGU 483671 (Fig. 3) är ett finkornigt metasediment, i form av metasandsten - metasiltsten, från Nükavsakformationen med biotit, kvarts, muskovit och sillimanit. Kvartslinser, som förekommer vid lokalen,

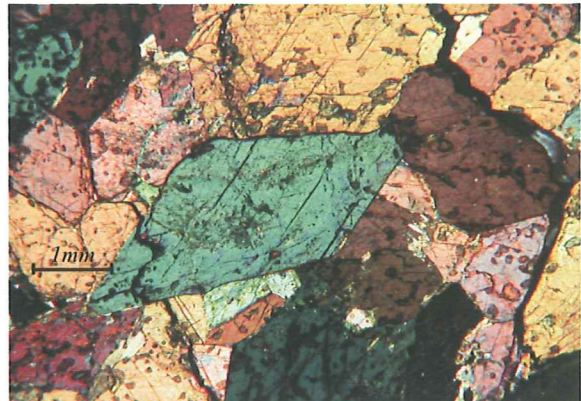


Figur 8. Sillimanit uppträder i stråk med omkringliggande matrix av biotit och muskovit i prov GGU 483671 (korsade nikoler)

visar på topp-NE till topp-NW transport. Troligtvis representerar kvartslinserna med topp-NE deformationsfas 2 (D2) och de med topp-NW deformationsfas 3 (D3). Denna biotitskiffer innehåller biotit, kvarts, muskovit, sillimanit och underordnat turmalin. Biotit, muskovit och sillimanit definierar deformationriktningen, där biotit är dominerande tillsammans med en del muskovit (Fig. 8). Sillimanit förekommer i stråk tillsammans med muskovit och en del biotit.

### 7.3 Sydöstra Uumannaområdet

Prov GGU 483696 kommer från en lokal (Fig. 3) som består av kvart-fältspatgnejs, med ett kraftigt subhorizontellt linjärt fabric, i vilken det finns enklaver av anortosit och leucogabbro. Provet är taget från ett hornbländelager i leucogabbbron och består nästan uteslutande av ljusst brungrön till mörkt grön pleokroiskt hornblände och lite glimrar, både biotit och muskovit (Fig. 9).



Figur 9. Prov GGU 483696 innehåller övervägande del hornblände (korsade nikoler)

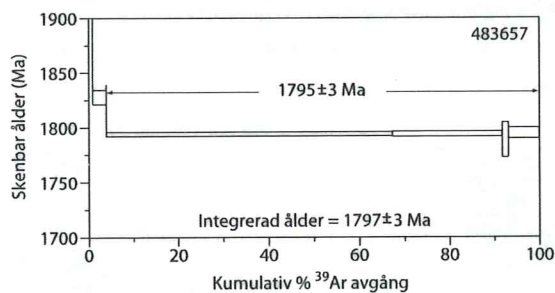
Prov GGU 483708 (Fig. 3) kommer från en proterozisk eller arkeisk amfibolitgång som skär igenom den omkringliggande ögongnejsens fabric. Både amfiboliten och gnejsen är starkt deformerade och kontakten mellan dem är nästan mylonitiserad. Amfiboliten innehåller hornblände och biotit som växer tillsammans, seritiserad fältspat och lite kvarts.

## 8 Resultat

Resultaten från  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dateringarna redovisas nedan med hjälp av diagrammen i Fig. 10-16. Platå-åldrarna, de integrerade åldrarna och andelen av den totala mängden  $^{39}\text{Ar}$  som frigjordes vid dateringarna finns sammanställda i tabell 1. Analysdata presenteras i tabell 2 i Appendix C.

### 8.1 Ukkusissatområdet

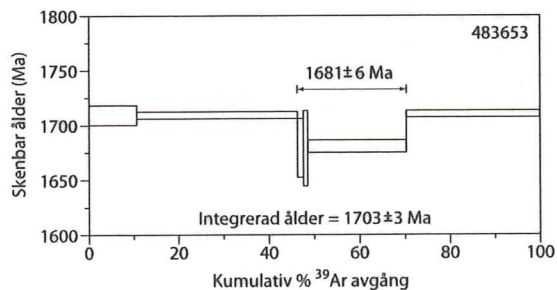
Daterad hornblände från prov GGU 483657 bildar en väldefinierad platå vid  $1795 \pm 3$  Ma (Fig. 10) för 96 % av den totala mängden  $^{39}\text{Ar}$  som frigjordes vid den stegvisa uppvärmningen. Spektret visar att provet innehåller överskottsargon vilket ger orimligt hög ålder för den första gasfraktionen som avgått. Resten av spektret ger en väldefinierad platå.



Figur 10.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -åldersspektra från stegvis uppvärmning av hornblände från prov GGU 483657

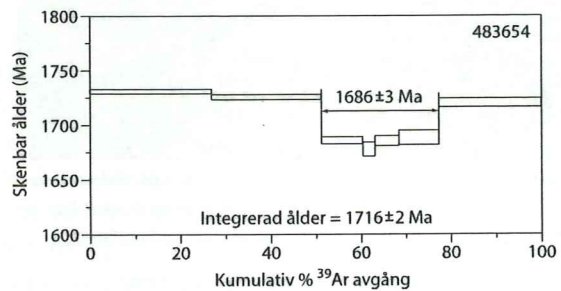
### 8.2 Nordöstra Uumannaqområdet

Daterad muskovit från prov GGU 483653 ger ett u-format spektra med ett minimum vid  $1681 \pm 6$  Ma (Fig. 11) för 24 % av den totala mängden  $^{39}\text{Ar}$  som frigjordes. Om hänsyn tas till den totala mängden  $^{39}\text{Ar}$  (integrerade åldern) som frigjordes vid datering blir åldern  $1703 \pm 3$  Ma.



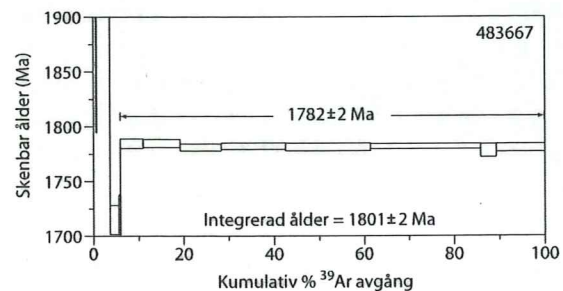
Figur 11.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -åldersspektra från stegvis uppvärmning av muskovit från prov GGU 483653

Ett u-format spektra med ett minimum, som representerar 26 % av  $^{39}\text{Ar}$ -avgången, ger en ålder på  $1686 \pm 3$  Ma vid datering av muskovit från prov GGU 483654 (Fig. 12). Om hänsyn tas till den totala mängden  $^{39}\text{Ar}$  som frigjordes vid datering blir åldern  $1716 \pm 2$  Ma.



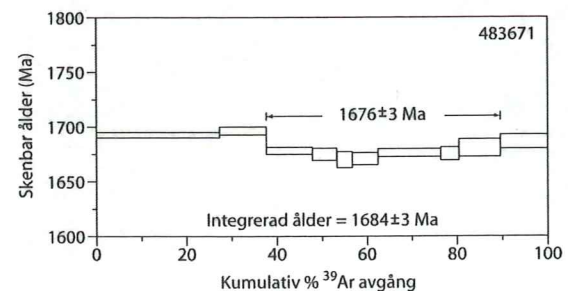
Figur 12.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -åldersspektra från stegvis uppvärmning av muskovit från prov GGU 483654

Datering av hornblände i prov GGU 483667 ger åldern  $1782 \pm 2$  Ma (Fig. 13) för en väldefinierad platå som motvarar 94 % av totala mängden  $^{39}\text{Ar}$  som frigjordes.



Figur 13.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -åldersspektra från stegvis uppvärmning av hornblände från prov GGU 483667

Prov GGU 483671 visar en  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ålder på  $1676 \pm 3$  Ma (Fig. 14) för en platå som definieras av 52 % av  $^{39}\text{Ar}$ -avgången.

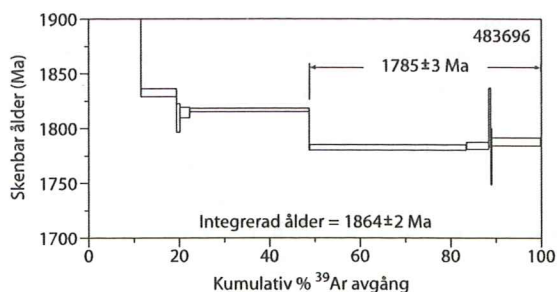


Figur 14.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -åldersspektra från stegvis uppvärmning av muskovit från prov GGU 483671



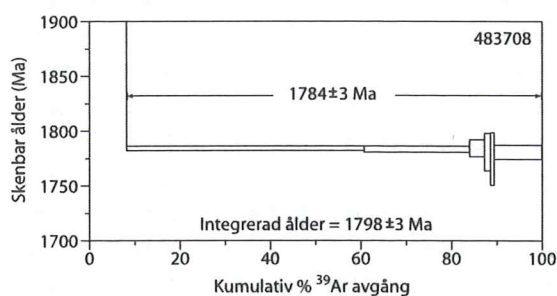
### 8.3 Sydöstra Uumannaområdet

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering av hornblände från prov GGU 483696 ger en ålder på  $1785 \pm 3$  Ma (Fig. 15). Platån som ger åldern representerar 51 % av den totala frigjorda  $^{39}\text{Ar}$ -gasen.



Figur 15.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -åldersspektra från stegvis uppvärmning av hornblände från prov GGU 483696

Hornblände från prov GGU 483708 daterar  $1784 \pm 3$  Ma (Fig 16) för en platå som definieras av 92 % av  $^{39}\text{Ar}$ -avgången.



Figur 16.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -åldersspektrum från stegvis uppvärmning av hornblände från prov GGU 483708

### 8.4 Avkylningshastighet

Dateringarna av hornblände har en spridning från  $1785 \pm 3$  till  $1782 \pm 2$  Ma och muskovitdateringarna en spridning från  $1686 \pm 3$  till  $1676 \pm 3$  Ma i det centrala delarna av det Rinkiska bältet. Skillnaden mellan hornbländedateringarna och muskovitdateringarna är ca 100 Ma (~1780-1680 Ma) och eftersom hornblände nollställs vid  $500^\circ\text{C}$  och muskovit vid  $350^\circ\text{C}$ , har avkylningen efter metamorfosen haft en hastighet på ca  $1,5^\circ\text{C}$  på 1 Ma för givet temperaturintervall. Om hänsyn tas till felkällorna i dateringarna och i blockeringstemperaturerna för muskovit och hornblände har hastigheten på avkylningen varit mellan  $1,1$  och  $2,3^\circ\text{C}/\text{Ma}$ .

## 9 Tolkning och diskussion

Dateringar gjorda i samband med detta examensarbete visar att samtliga bergarter som daterats har påverkats och metamorfoserats i samband med bergskedjebildningen i paleoproterozoisk tid. Det vill säga metamorfosen har uppnått de förhållande som krävs för att överskrida muskovit och hornbländes blockeringstemperaturer så att deras  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -system har nollställts. Åldrarna anger när mineralen rekristalliserade eller temperaturen sjönk under blockeringstemperaturen för diffusion av argon i hornblände respektive muskovit i samband med avkylningen efter metamorfosen. Datering av hornbländeprov GGU 483657, GGU 483667 och GGU 483708 ger väldefinierade platåer som alla representerar mer än 90% av  $^{39}\text{Ar}$ -gasen som avgick vid den stegvisa uppvärmningen och hornbländeprovet GGU 483696 ger en platå som definieras av 51% av  $^{39}\text{Ar}$ -avgången (Tabell 1). Dateringarna av muskovitproverna GGU

Tabell 1: Sammanställning av  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering i det Rinkiska bältet som visar platå-åldrarna, de integrerade åldrarna (åldern för hela åldersspektrat) och platå-åldrarnas andel av den totala mängden  $^{39}\text{Ar}$  som frigjordes vid respektive datering.

Område	Prov	Mineral	Integrerad ålder (Ma)	% av total $^{39}\text{Ar}$ som frigjorts	Platå-ålder (Ma)
Ukkusissat	483657	hornblände	$1797 \pm 3$	96	$1795 \pm 3$
Nordöstra Uumannaq	483653	muskovit	$1703 \pm 3$	24	$1681 \pm 6$
Nordöstra Uumannaq	483654	muskovit	$1716 \pm 2$	26	$1686 \pm 3$
Nordöstra Uumannaq	483667	hornblände	$1801 \pm 2$	94	$1782 \pm 2$
Nordöstra Uumannaq	483671	muskovit	$1684 \pm 3$	52	$1676 \pm 3$
Sydöstra Uumannaq	483696	hornblände	$1864 \pm 2$	51	$1785 \pm 3$
Sydöstra Uumannaq	483708	hornblände	$1798 \pm 3$	92	$1784 \pm 3$

483653 och GGU 483654 ger u-formade åldersspektrum med ett minimum som motsvarar mindre än 50% av den totala  $^{39}\text{Ar}$ -avgången. Prov GGU 483671 ger en platå som representeras av 52% av  $^{39}\text{Ar}$ -avgången. Dateringarna av prov GGU 483653 och GGU 483654 ska betraktas med försiktighet då dess åldersspektra inte bildar väldefinierade platåer men då erhållna åldrar stämmer överens med åldern för prov GGU 483671 ger muskovitdateringarna tillsammans en uppfattning om muskovitens avkylningsålder.

Avståndet mellan lokalerna, där proven är hämtade, är nästan 300 km samt många av bergarterna eller lokalerna där proven är tagna visar strukturer som kan kopplas till deformationsfaserna D2-D4. Trots avståndet och kopplingen till de olika deformationsfaserna visar dateringarna små variationer i ålder. Willigers *et al.*, (2002) menar att det vid datering av metamorfa händelser i områden med äldre (prekambriska) djupt eroderade och högmetamorfa bergarter är omöjligt att datera enskilda deformationshändelser, varför  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering av bergarter från det Nagssugtoqidiska bältet tolkades som åldrar på avkylningen efter hela den paleoproterozoiska orogenesen (Willigers *et al.*, 2002). Kontinuiteten i  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dateringarna i det Rinkiska bältet visar på att åldrarna inte är relaterade till vilka enskilda deformationsfaser som påverkat lokalerna utan talar för att dateringarna, på liknande sätt som i Willigers *et al.*, (2002), tolkas som åldrar på det centrala och norra Rinkiska bältets avkylning efter orogenen i paleoproterozoisk tid.

Hornblände-åldrarna på 1795-1782 Ma, som framkommit i denna undersökning, är högre än de åldrar som tidigare dateringar av hornblände i CNO (efter omräkning 1766-1716 Ma) och NNO (efter omräkning 1756-1733 Ma) har visat. Att hornblände-åldrarna i det Rinkiska bältet är högre än de i både CNO och NNO visar på att avkylningen till temperaturer under blockeringstemperaturen för hornblände skedde tidigare i det Rinkiska bältet än i det Nagssugtoqidiska bältet. Muskovit-åldrarna, 1686-1676 Ma, från det Rinkiska bältet är lägre än muskovit-åldrar i NNO (efter omräkning 1716 Ma) men högre än muskovit-åldrarna i CNO (efter omräkning 1664-1655). Detta visar på att avkylningen till temperaturer under muskovits blockeringstemperatur skedde tidigare i det Rinkiska bältet än i CNO men senare i det Rinkiska bältet än i NNO. Avkylningshastigheten

på ca 1,1-2,3°C/Ma i de centrala delarna av det Rinkiska bältet kan med tanke på osäkerheten i muskovitdateringarna avrundas till att vara mellan 1-2°C/Ma. Avkylningen i det centrala Rinkiska bältet är långsammare än avkylningen i NNO (5-7°C/Ma) men bara något långsammare än avkylningshastigheten i CNO (2-3°C/Ma). Erhållna åldrar samt de beräknade skillnaderna i avkylningshastigheterna som finns mellan dateringar av hornblände och muskovit i det Rinkiska bältet och det centrala Nagssugtoqidiska bältet kan kopplas till att upplyftningen och därmed avkylningen mellan blockeringstemperaturen för hornblände och muskovit skedde tidigare och något långsammare i det Rinkiska bältet än i det centrala Nagssugtoqidiska bältet. Upplyftningen och avkylningen i det Rinkiska bältet inträffade tidigare men var långsammare än i de norra delarna av det Nagssugtoqidiska bältet.

Datering av hornblände från lokalen i närheten av Prøvenkomplexet (prov GGU 483657) har en väldefinierad platå-ålder på  $1795 \pm 3$  Ma. Denna stämmer överens med de övriga hornbländedateringarna i denna studie. Åldern kan inte särskiljas från de övriga, vilket troligtvis innebär att den inte har en avkylnings-ålder präglad enbart av intrusionen. Prøvenkomplexet har en ålder på  $1869 \pm 9$  Ma (Thrane *et al.*, in press) och tros ha intruderat redan metamorfoserade bergarter, strax före metamorfosens maximum (Garde *et al.*, 2004). Kontaktmetamorfos orsakad av komplexets intrusion har troligtvis förstärkt den regionalmetamorfos som området redan påverkades av då bergarterna i närheten av komplexet är i granulitfacies medan stora delar av det övriga Rinkiska bältet är i amfibolitfacies. Den avkylningsålder som hornbländedateringen ger är därför troligtvis en ålder på avkylningen efter både regional- och kontaktmetamorfos.

Avkylningsåldrarna, till under hornbländes blockeringstemperatur, är högre i det Rinkiska bältet än i det Nagssugtoqidiska bältet, vilket skulle kunna förklaras genom att avkylningen skulle vara snabbare i utkanten av orogenesen på grund av det stora avståndet till suturen. Det Rinkiska bältets avkylningshastighet visar sig dock, enligt denna studie, vara långsammare eller lika snabb som den i de centrala delarna av det Nagssugtoqidiska bältet. Dessutom har avkylningen varit snabbare i NNO än i både det Rinkiska bältet och i CNO.

Skillnaderna i åldrar och avkylningshastigheter mellan det Rinkiska bältet och det Nagssugtoqidiska bältet visar på att avkylningen inte är synkron längs med Grönlands västkust. Skillnaderna skulle kunna förklaras genom att de bergartsmassor, som idag är blottade, befanns sig på olika nivåer i jordskorpan i slutet av den Stor-Nagssugtoqidiska bergskedjebildningen och på så sätt även har haft en upplyftning som skiljer sig i tiden och som gått olika fort. Alternativt har bergarterna befunnit sig på liknande nivåer i jordskorpan, då den metamorfa graden är relativt konstant, men har på grund av en ojämn erosion och upplyftning avsvältnat vid olika tidpunkt och i olika takt.

Den lite mer komplicerade och kontroversiella (van Gool, 2004) tolkningen talar för att orogenesen i sig skulle vara tidigare i det Rinkiska bältet än i det centrala Nagssugtoqidiska bältet. Denna teorin stöds av att Pb-Pb-datering av metamorfosens maximum i de båda bältena skiljer sig åt,  $1881 \pm 20$  Ma i det Rinkiska bältet och  $1845 \pm 23$  i det Nagssugtoqidiska bältet (Taylor & Kalsbeek, 1990). Denna teori stöds även av studier kring intrusionerna i det Rinkiska bältet och i det Nagssugtoqidiska bältet. Prøvenkomplexet har bevisats bestå av bergarter med krustal signatur vilket innebär att dess uppkomst inte är relaterad till subduktion utan till kompression av krustan. Sisimut- och Arisfiorfikkomplexens sammansättning visar på att de har bildats i samband med subduktionen som inträffat före kontinentkontinent-kollisionen i det Nagssugtoqidiska bältet. Sisimut och Arisfiorfik komplexens yngsta delar är lika gamla som Prøvenkomplexet, vilket kan innebära att kollisionrelaterad deformation och magmatisk aktivitet, till följd av kompression av den kontinentala krustan, pågick i det Rinkiska bältet medan subduktion fortfarande inträffade i de centrala delarna av det Nagssugtoqidiska bältet. Detta är dock en diskussion som ligger utanför ramen för detta examensarbete.

## 10 Slutsatser

- Hornblände från det Rinkiska bältet avsvältnade under sin blockeringstemperatur mellan  $1795 \pm 3$  till  $1782 \pm 2$  Ma. Muskovit från de centrala delarna av det Rinkiska bältet nådde sin blockeringstemperatur för  $1686 \pm 3$  till  $1676 \pm 3$  Ma sedan.
- Avkylningen under hornbländes blockeringstemperatur ( $500^\circ\text{C}$ ) inträffade tidigare i det Rinkiska bältet än i det Nagssugtoqidiska bältet. Av-

kylningen under muskovits blockeringstemperatur ( $350^\circ\text{C}$ ) inträffade tidigare i det Rinkiska bältet än i de centrala delarna av det Nagssugtoqidiska bältet men senare i det Rinkiska bältet än i de norra delarna av det Nagssugtoqidiska bältet.

- Avkylningsåldern på bergarterna kring Prøvenkomplexet kan inte uteslutande kopplas till avkylningen efter kontaktmetamorfosen som uppkommit till följd av komplexets intrusion.
- Avkylningshastigheten är ca  $1\text{-}2^\circ\text{C}/\text{Ma}$  ( $500^\circ\text{C}$ - $350^\circ\text{C}$ ) i de centrala delarna av det Rinkiska bältet.

## 11 Förslag till fortsatt arbete

Förslagsvis ska arbetet med att datera hornblände och muskovit med hjälp av  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering fortsätta då befintliga dateringar bör kompletteras med fler dateringar från lokaler med en jämn spridning över Västgrönland. Genom datering av mineral med andra blockeringstemperaturer kan en mer fullständig bild av avkylningens hastighet skapas. Dateringarna behöver dessutom få en bättre förankring i de geologiska beskrivningarna av bergarterna och dess lokaler. Genom att fördjupa kunskapen kring det Rinkiska bältets avkylning kan korrelationen till omkringliggande områden utvecklas.

## 12 Tackord

Tack Anders Lindh för din uppmuntran och ditt tålamod under min geologiska utbildning samt ett stort tack för alla välbehövda diskussioner och kommentarer angående mitt examensarbete. Adam Garde från GEUS i Köpenhamn ska ha ett stort tack för sin gästfrihet, sitt outtömliga tålamod, sin vänlighet och sitt stöd genom det här arbetet (tacka Pia för all den goda maten). Tack Laurence Page och Leif Johansson för er handledning genom examensarbetetiden. Tack Margareta Kihlblom och Erna Hansson för att ni alltid är glada och trevliga samt tar hand om oss studenter. Tack alla geologvänner för alla roliga minnen.

Lina, tack för vår tid tillsammans i Lund (både på Kulan och Sölvegatan). Tack för allt stöd och alla diskussioner under utbildningens gång samt under examensarbetetiden. Hoppas att vi någon gång får veta hur manteln egentligen ser ut.

Mamma och Pappa, nu är jag äntligen klar. Henrik, tack för ditt tålamod och tack för att jag får vara din.

### 13 Referenser

- Connelly, J.N. & Mengel, F.C. 2000: Evolution of Archean components in the Nagssugtoqidian Orogen, West Greenland. *Geological Society of America Bulletin*, 112: 747-763.
- Connelly, J.N., van Gool, J.A.M. & Mengel, F.C. 2000: Temporal evolution of a deeply eroded orogen: the Nagssugtoqidian orogen, West Greenland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37: 1121-1142.
- Dalrymple, G.B. & Lanphere, M.A. 1971:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  technique of K-Ar dating: a comparison with the conventional technique. *Earth and Planetary Science Letters* 12, 300-308.
- Dodson, M.H. 1973: Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 40, 259-274.
- Escher, A. & Pulvertaft, T.C.R. 1976: Rinkian mobile belt of West Greenland. In: Escher, A. & Watt, W.S. (ed.): *Geology of Greenland*, 105-119. Copenhagen: Geological survey of Greenland.
- Garde, A.A. 1978: The Lower Proterozoic Marmorilik Formation, east of Marmorilik, West Greenland. *Meddelelser om Grønland* 200(3), 71 pp.
- Garde, A.A., Grocott, J., Thrane, K. & Connelly, J.N. 2003: Reappraisal of the Rinkian fold belt in central West Greenland: Tectonic evolution during crustal shortening and linkage with the Nagssugtoqidian orogen. *Geophysical research Abstracts* 5 (EGS-AGU-EUG Joint Assembly), 09411.
- Garde, A.A. 2004: Vestgrønlandsk pladetektonik for 1860 millioner år siden: Et dybt snit gennem en gammel bjergkæde på størrelse med Himalaya. København: Carlsbergfondet årsskrift 2004, 24-31 (in Danish).
- Garde, A.A., Connelly, J.N., Grocott, J., Hand, M., McCaffrey, K.J.W. & Thrane, K. 2004: Crustal shortening and granite emplacement in the Rinkian fold belt, West Greenland, and implications for Palaeoproterozoic Laurentian evolution. *Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport* 2004/17, 16-18.
- Garde, A.A. & Steenfelt, A. 1999: Precambrian geology of Nuussuaq and the area north-east of Disko bugt, West Greenland. *Geology of Greenland Survey Bulletin* 181, 6-40.
- Grocott, J. & Pulvertaft, T.C.R. 1990: The Early Proterozoic Rinkian belt of central West Greenland. In: Lewry, J.F. & Stauffer, M.R. (eds.): *The Early Proterozoic Trans-Hudson orogen of North America*. Geological Association of Canada Special Paper 37, 443-463.
- Grocott, J. & Davies, S.C. 1999: Deformation at the suture boundary of the late Archean Ata tonalite and the extent of Proterozoic reworking of the Disko terrane, West Greenland. In *Precambrian geology of the Disko Bugt region, west Greenland*. Edited by F. Kalsbeek. *Geology of Greenland Survey, Bulletin* 181, pp. 155-169.
- Grocott, J., McCaffrey, K., Garde, A.A., Thrane, K., Hand, M., & Connelly, J. 2004: Regional-scale horizontal flow of the mid-lower crust: the northern Nagssugtoqidian-Rinkian collisional orogenic system, West Greenland. Channel flow abstract.
- Harrison, T.M. 1981: Diffusion of  $^{40}\text{Ar}$  in hornblende. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 78, 324-331.
- Henderson, G. & Pulvertaft, T.C.R. 1987: The lithostratigraphy and structure of a Lower Proterozoic dome and nappe complex. Descriptive text to 1:100 000 sheets Marmorilik 71 V.2 Syd, Nûgâtsiaq 71 V.2 Nord and Pangnertôq 72 V.2 Syd. Copenhagen: Geological survey of Greenland, 72 pp.
- Kalsbeek, F. 1981: The northward extent of the Archean basement of Greenland - a review of Rb-Sr whole-rock ages. *Precambrian Research* 14, 203-219.
- Kalsbeek, F., Pidgeon, R.T., and Taylor, P.N. 1987. Nagssugtoqidian mobile belt of West Greenland: cryptic 1850 Ma suture between two Archean continents - chemical and isotopic evidence. *Earth and Planetary Science Letter*, 85: 365-385.
- Klabeek, F. & Nutman, A.P. 1996: Anatomy of the Early Proterozoic Nagssugtoqidian Orogen, West Greenland, explored by reconnaissance SHRIMP U-Pb dating. *Geology*, 24: 515-518.
- McDougall, I. & Harrison, T.M. 1999: *Geochronology and Thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Method*. Oxford University Press
- Mengel, F., van Gool, J.A.M. and Krogstad, E. and the 1997 field crew (1998) Archean and Palaeoproterozoic orogenic processes: Danish Lithosphere Centre studies of the Nagssugtoqidian orogen, West Greenland. *Geology of Greenland Survey Bulletin* 180: 100-110
- Pulvertaft, T.C.R. 1986: The development of thin thrust sheets and basement-cover sandwiches in the southern part of the Rinkian belt, Umanak district, West Greenland. *Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse* 128, 75-87.
- Ramberg, H. 1949: On the petrogenesis of the gneiss complexes between Sukkertoppen and Christianshaab, West Greenland. *Meddelelser Dansk Geologisk Forening* 11, 312-327.

- Rasmussen, H. & Holm, P.M. 1999: Proterozoic thermal activity in the Archaean basement of Disko Bugt region and eastern Nuussuaq, West Greenland: evidence from  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  mineral age investigations. *Geology of Greenland Survey Bulletin* 181, 55-64.
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Kamer, D.B., Owens, T.L. & DePaolo, D.J. 1998: Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. *Chemical Geology* 145, 117-152.
- Scott, D.J. 1999. U-Pb geochronology of the eastern Hall Peninsula, southern Baffin Island, Canada: a northern link between the Archaean of West Greenland and the Palaeoproterozoic Torngat Orogen of northern Labrador. *Precambrian Research*, 93:5-26.
- Sidgren, A.-S., Page, L., and Garde, A.A. in press: New hornblende and muscovite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  cooling ages in the central Rinkian fold belt, West Greenland. *Geology of Greenland Survey Bulletin* 182.
- Taylor, P.N. and Kalsbeek, F. 1990. Dating the metamorphism of Precambrian marbles: Examples from Proterozoic mobile belts in Greenland. *Chemical Geology*, 86: 21-28.
- Thrane, K., Baker, J., Connelly, J. & Nutman, A.P. in press: Age, petrogenesis and metamorphism of the syn-collisional Prøven igneous complex, West Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.
- Thrane, K., Connelly, J.N., Garde, A.A., Grocott, J. & Krawiec, A.W. 2003: Linking the Palaeoproterozoic Rinkian and Nagssugtoqidian belts of central West Greenland: implications of new U-Pb and Pb-Pb zircon ages. *Geophysical Research Abstracts* 5 (EGS-AGU-EUG Joint Assembly), 09275.
- van Gool, J.A.M., Connelly, J.N., Marker, M. & Mengel, F.C. 2002: The Nagssugtoqidian orogen of West Greenland: tectonic evolution and regional correlation from a West Greenland perspective. *Canadian Journal of Earth Science* 39, 665-686.
- van Gool, J.A.M. 2004: Tectonics of the Northern Nagssugtoqidian orogen - the link between Nagssugtoqidian and Rinkian geology. *Danmark og Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport* 2004/17, 60-61
- Villa, I.M. 1998: Isotopic closure. *Terra Nova*, vol 10, Issue 1, pp.42-47
- White, W.M. 1996: *Geol. 656 Isotop Geochemistry*, WMW Lecture Note, Cornell University
- Wijbrans, J.R., Pringle, M.S., Koppers, A.A.P & Scheveers, R. 1995: Argon geochronology of small samples using the Vulkan argon laserprobe. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen* 98, 185-218.
- Willigers, B.J.A., Korstad, E.J. & Wijbrans, J.R. 2001: Comparison of thermochronometers in a slowly cooled granulite terrain: Nagssugtoqidian orogen, West Greenland. *Journal of Petrology* 42, 1729-1749.
- Willigers, B.J.A., van Gool, J.A.M., Wijbrans, J.R., Korstad, E.J. & Mezger, K. 2002: Posttectonic cooling of the Nagssugtoqidian orogen and an comparison of contrasting cooling Histories in Precambrian and phanerozoic orogens. *Journal of Geology* 110, 503-517.

## Appendix A

### Agon-nomenklatur (McDoggall & Harrison, 1999)

Atmosfäriskt argon: Argon med en isotopisk sammansättning som motsvarar den i dagens atmosfär.

Radiogent argon ( $^{40}\text{Ar}^*$ ): Argon som bildas av sönderfall av  $^{40}\text{K}$  i ett mineral eller i en bergart. I terresta prover beräknas  $^{40}\text{Ar}^* = ^{40}\text{Ar}_T - (^{36}\text{Ar}_A \times 295.5)$ ,  $^{40}\text{Ar}_T$  är totala mängden  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{36}\text{Ar}_A$  är det atmosfäriska  $^{36}\text{Ar}$  och 295.5 är  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -förhållandet i atmosfäriskt argon.

Instängt argon: Är oftast atmosfäriskt argon som fastnar eller binds i en bergart vid dess bildning.

Neutron-producerat argon: Argon som produceras i ett prov vid bestrålning i en kärnreaktor, till följd av neutronaktivering av klor, kalium och kalcium.

Yttre argon (överskottsargon och ärvt argon): Överskottsargon är  $^{40}\text{Ar}$  som, förutom atmosfäriskt argon, finns i ett prov till följd av processer utöver radioaktivt sönderfall av  $^{40}\text{K}$  i provet. Ärvt argon är  $^{40}\text{Ar}$  är oftast radiogent och finns i provet till följd av kontamination från äldre material.

### Bestrålningparametern

J: J är en bestrålningparameter som visar/styr effektiviteten av neutron bestrålningen som behövs för att upprätthålla reaktion  $^{39}\text{K}$  till  $^{39}\text{Ar}$ . J bestäms med hjälp av det standard prov med känd ålder som bestrålas tillsammans med provet av okänd ålder.

### Antagande vid K-Ar och $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering

Vid både K-Ar- och  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datering måste ett antal antagande vara uppfyllda enligt McDougall & Harrison, 1999:

1.  $^{40}\text{K}$  sönderfaller oberoende av sitt fysikaliska tillstånd, dvs. sönderfallshastigheten är den samma oavsett tryck och temperatur.
2.  $^{40}\text{K}/\text{K}$ -förhållandet i en bergart är alltid konstant vid en given tidpunkt.
3. Det radiogena argon som finns i ett bergartprov har producerats genom sönderfall av  $^{40}\text{K}$  i just den bergarten sedan berget kristalliserade eller omkristalliserade.
4. Korrigering kan göras för icke radiogent  $^{40}\text{Ar}$  i provet som dateras.
5. Provet måste ha varit ett stängt system sedan händelsen som ska dateras.

## Appendix B

### Tekniska beskrivning av dateringen hämtat från Sidgren *et al.* (in press).

De åtta separaten bestrålades tillsammans med en DRA-2 sanidin-standard (25.26 Ma; Wijbrans *et al.* 1995, omräknad Renne *et al.* 1998) i 35 timmar i NRG-Petten HFR RODEO i Amsterdam. J-värdet beräknades med 0.5% precision.

Efter att proverna avklingat daterades de av L. Page vid  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -geokronologiska laboriet på Geologiska institutionen vid Lunds Universitet. Laboriet består av en micromass 5400 masspektrometer med en Faraday och elektron multiplikator. Det finns även en extraktionsdel som består av två SAES C50-ST101 Zr-Al getter och en "cold finger" som håller ca  $-155^\circ\text{C}$  med hjälp av en Polycold P100 cryogenic frysenhet. En eller två korn av hornblände eller muskovit laddades i var provhållare i en metalldisk. Proverna uppvärmdes stegvis med hjälp av en ofokuserad 50W  $\text{CO}_2$ -laser. Lasern rasterades över provet för att åstakomma en jämn uppvärmning av kornen. Hela den analytiska processen är automatiserad och styrs av en Macintosh OS 10.2 med mjukvara som modifierats speciellt för laboriet i Lund men som från början utvecklats i Berkeley Geochronology Center av Al Deino. blabla bla

Platåerna och deras åldrar har en osäkerhet på  $2\sigma$  och bestämdes med hjälp av kriterierna i Dalrymple & Lanphere (1971). Detta innebär att platåerna innehåller minst tre på varandra följande stegvisväxande uppvärmingssteg med åldrar som är statistiskt oskiljaktiga och som representerar mer än 50% av totala  $^{39}\text{Ar}$  avgången.

## Appendix C

Tabell 2.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  analytisk data från stegvis uppvärmning av hornblände och muskovit, Ukkusissatområdet, nordöstra Uumannaqområdet och sydöstra Uumannaqområdet. J är bestrålningsparametern och stegen markerade med en prick (•) är stegen som är inkluderade i plåtarna.

Steg	$P_{\text{st}}/T^{\circ}\text{C}$	Ca/K	Cl/K	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% $^{36}\text{Ar}(\text{Ca})$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	Mol $^{39}\text{Ar}$	% Steg	% $^{39}\text{Ar}$ Kumulativ	% $^{40}\text{Ar}^*$	Ålder (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	
Ukkusissatområdet													
GGU 483657 hornblände (J = 0.01071 $\pm$ 0.00001):													
A	1,8	11,847	0,123	0,04105	4	184,220	0,019	1	1	94	1965,7	11,4	
B	1,9	11,642	0,027	0,00559	28,7	163,894	0,059	3,1	4,1	99,3	1828,5	3,3	
•C	2	10,312	0,013	0,00193	73,5	159,127	1,198	63,2	67,3	99,9	1794,7	1,1	
•D	2	10,03	0,014	0,00155	89	159,084	0,463	24,4	91,7	100	1794,4	1,3	
•E	2,1	11,862	0,043	0,00182	90	158,317	0,028	1,5	93,2	100	1788,9	8,0	
•F	2,6	11,62	0,018	0,00223	71,9	159,178	0,130	6,8	100	99,9	1795,1	2,3	
Integrerad ålder =											1797	3	
(•) Plåtå-ålder =											95,9	1795	3
Nordöstra Uumannaqområdet													
GGU 438653 muskovit (J = 0.01071 $\pm$ 0.00001):													
C	1,4	1E-05	0,001	0,00011	0	147,485	0,093	10,9	10,9	100	1709,6	4,4	
D	1,4	0,1461	0,004	0,00008	26,5	147,544	0,306	35,6	46,4	100	1710,0	1,6	
•E	1,5	1,9453	0,021	0,00097	27,6	143,552	0,011	1,2	47,7	99,9	1679,9	13,4	
•F	1,6	2,875	0,004	0,00041	96,1	143,488	0,009	1	48,7	100	1679,4	17,2	
•G	1,9	0,4853	0,003	0,00010	68,7	143,739	0,187	21,7	70,3	100	1681,3	2,7	
H	4	0,3402	0,004	0,00019	24,8	147,664	0,256	29,7	100	100	1710,9	1,6	
Integrerad ålder =											1703	3	
(•) Plåtå-ålder =											23,9	1681	6
GGU 438654 muskovit (J = 0.01071 $\pm$ 0.00001):													
A	1,4	0,005	0,003	0,00106	0,1	150,444	0,767	26,9	26,9	99,8	1731,6	1,0	
B	1,5	0,006	0,005	0,00033	0,2	149,670	0,692	24,3	51,2	99,9	1725,9	1,2	
•C	1,6	0,0499	0,009	0,00063	1,1	144,382	0,265	9,3	60,5	99,9	1686,2	1,5	
•D	1,7	0,9006	0,020	0,00077	16,1	143,337	0,075	2,6	63,1	99,9	1678,2	3,3	
•E	1,8	0,1521	0,007	0,00147	1,4	144,323	0,153	5,4	68,5	99,7	1685,7	2,2	
•F	1,9	0,357	0,009	0,00015	32,9	144,706	0,251	8,8	77,3	100	1688,6	3,1	
G	2,3	0,0741	0,003	0,00003	35,7	148,939	0,648	22,7	100	100	1720,4	2,1	
Integrerad ålder =											1716	2	
(•) Plåtå-ålder =											26,1	1686	3
GGU 483667 hornblände (J = 0.01071 $\pm$ 0.00001):													
A	1,8	14	0,277	0,08890	2,2	501,205	0,011	0,5	0,5	95,1	3339,8	25,5	
B	1,9	8,88	-0,010	0,01236	9,9	166,723	0,006	0,2	0,7	98,1	1848,2	27,0	
C	2	8,133	0,066	0,00845	13,3	196,061	0,068	3	3,7	98,9	2041,0	3,3	
D	2	8,823	0,083	0,01454	8,4	148,220	0,042	1,8	5,5	97,4	1715,1	6,7	
E	2,1	5,161	0,073	0,01482	4,8	146,685	0,009	0,4	5,9	97,2	1703,6	17,3	
•F	2,2	8,525	0,054	0,00482	24,4	157,760	0,118	5,2	11	99,3	1784,9	2,3	
•G	2,2	9,17	0,048	0,00241	52,4	157,782	0,188	8,2	19,2	99,8	1785,1	1,7	
•H	2,3	8,683	0,050	0,00316	37,8	157,288	0,206	9	28,2	99,6	1781,6	1,6	
•I	2,3	8,979	0,056	0,00234	53	157,382	0,328	14,3	42,5	99,8	1782,2	1,4	
•J	2,4	8,623	0,055	0,00105	113,4	157,274	0,432	18,8	61,3	100	1781,5	1,9	
•K	2,6	8,346	0,056	0,00149	77	157,395	0,561	24,4	85,8	99,9	1782,3	1,1	
•L	2,8	9,598	0,067	0,00374	35,4	156,861	0,081	3,5	89,3	99,5	1778,5	3,0	
•M	4	10,4	0,062	0,00272	52,5	157,231	0,246	10,7	100	99,8	1781,1	1,9	
Integrerad ålder =											1801	2	
(•) Plåtå-ålder =											94,1	1782	2
GGU 438671 muskovit (J = 0.01071 $\pm$ 0.00001):													
A	1,4	0,2482	0,005	0,00153	2,2	145,263	0,449	27,4	27,4	99,7	1692,9	1,2	
B	1,5	0,7642	0,007	0,00189	5,6	145,703	0,168	10,3	37,6	99,6	1696,2	1,9	
•C	1,5	0,3775	0,007	0,00197	2,6	143,327	0,168	10,2	47,8	99,6	1678,2	1,6	
•D	1,6	0,4299	0,017	0,00377	1,6	142,856	0,089	5,4	53,3	99,2	1674,6	2,8	
•E	1,6	1,5215	0,010	0,00180	11,7	142,234	0,057	3,5	56,7	99,7	1669,8	3,7	
•F	1,7	0,9017	0,017	0,00144	8,7	142,377	0,093	5,7	62,4	99,7	1670,9	3,0	
•G	1,7	0,2113	0,005	0,00004	79,6	143,0472	0,230	14	76,4	100	1676,0	1,7	
•H	1,8	1,123	0,015	0,00144	10,7	142,970	0,065	4	80,4	99,7	1675,4	3,0	
•I	2	0,4492	0,005	0,00121	5,1	143,638	0,152	9,3	89,7	99,8	1680,5	4,2	
J	2,3	0,2898	0,004	0,00172	2,3	144,357	0,169	10,3	100	99,7	1686,0	3,2	
Integrerad ålder =											1684	3	
(•) Plåtå-ålder =											52,1	1676	3

Tabell 2 fortsättning.

Steg	P <sub>w</sub> /T°C	Ca/K	Cl/K	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	% <sup>36</sup> Ar(Ca)	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Mol <sup>39</sup> Ar	% Steg	% <sup>39</sup> Ar Kumulativ	% <sup>40</sup> Ar*	Ålder (Ma)	± 2σ (Ma)
Sydöstra Uumannaområdet												
GGU 438696 hornblände (J = 0,01071 ± 0,00001):												
A	1,9	4,9568	0,167	0,02251	3	557,080	0,091	1,9	1,9	98,9	3501,9	4,4
B	2	5,6395	0,198	0,00248	31,3	176,447	0,447	9,5	11,5	99,7	1914,4	1,3
C	2,1	5,7159	0,202	0,00177	44,4	164,542	0,370	7,9	19,4	99,8	1833,0	1,7
D	2,2	5,9588	0,197	0,00468	17,5	161,233	0,042	0,9	20,3	99,3	1809,7	6,6
E	2,2	5,7368	0,198	0,00147	53,9	161,903	0,098	2,1	22,3	99,9	1814,5	2,5
F	2,3	5,3872	0,190	0,00107	69,3	162,278	1,212	26,4	48,8	99,9	1817,1	1,0
•G	2,3	5,3337	0,184	0,00097	75,5	157,503	1,620	34,6	83,4	100	1783,1	1,3
•H	2,4	5,3052	0,209	0,00097	75,2	157,732	0,242	5,2	88,5	100	1784,7	1,6
•I	2,6	6,2547	0,255	0,00436	19,8	161,354	0,017	0,4	88,9	99,4	1810,6	13,4
•J	2,9	7,1602	0,246	0,00815	12,1	156,396	0,009	0,2	89,1	98,7	1775,1	13,0
•K	4	5,4765	0,189	0,00181	41,7	158,216	0,511	10,9	100	99,8	1788,2	1,6
Integrerad ålder =											1864	2
(*) Platå-ålder =											1785	3
GGU 438708 hornblände (J = 0,01071 ± 0,00001):												
A	1,9	7,672	0,051	0,00834	12,7	181,053	0,134	8,2	8,2	98,8	1945,0	2,2
•B	2	9,5527	0,062	0,00197	66,7	157,766	0,855	52,6	60,8	99,9	1785,0	1,0
•C	2,1	9,6506	0,062	0,00317	42	157,637	0,376	23,2	84	99,7	1784,1	1,5
•D	2,2	8,7213	0,062	0,00050	241,2	157,710	0,054	3,3	87,3	100,1	1784,6	3,8
•E	2,3	10,597	0,109	0,00836	17,5	157,274	0,024	1,5	88,7	98,7	1781,5	8,4
•F	2,4	13,824	0,144	0,00502	38	156,401	0,012	0,7	89,5	99,4	1775,2	12,0
•G	2,7	10,368	0,067	0,00298	47,9	157,265	0,171	10,5	100	99,7	1781,4	3,3
Integrerad ålder =											1798	3
(*) Platå-ålder =											1784	3



**Tidigare skrifter i serien  
"Examensarbeten i Geologi vid Lunds  
Universitet":**

133. Axheimer, Niklas, 2001: Middle Cambrian trilobites and biostratigraphy of the Almbacken drill core, Scania, Sweden.
134. Lindén, Mattias, 2001: Proglacial deformation of glaciofluvial sediments during the Pomeranian deglaciation in the Neubrandenburg area, NE Germany.
135. Warnhag, Jon, 2001: A geochemical study of the zoned Pan African Mon Repos intrusion, Central Namibia.
136. Lundmark, Mattias, 2001: Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige.
137. Gunnarson, Rebecka, 2001: Sedimentologisk undersökning av en moränskärning i en djup-vitträd sprickdal på Romeleåsen, Skåne.
138. Karlsson, Christine, 2001: Diagenetic and petro-physical properties of deeply versus moderately buried Cambrian sandstones of the Caledonian foreland, southern Sweden.
139. Eriksson, Mårten, 2001: Bedömning av förorenings-spridning kring en nedlagd bensinstation i Karlaby, sydöstra Skåne.
140. Ljung, Karl, 2001: A paleoecological study of the Pleistocene Holocene transition in the Kap Farvel area, South Greenland.
141. Åkesson, Cecilia, 2001: Undersökning av grundvattenförhållanden i området kring Östra Vemmerlöv, Simrishamns kommun, sydöstra Skåne.
142. Bermin, Jonas, 2001: Modelling Mössbauer spectra of biotite.
143. Mansurbeg, Howri, 2001: Modelling of reservoir quality in quartz-rich sandstones of the Lower Cretaceous Bentheim sandstones, Lower Saxony Basin, NW Germany.
144. Hermansson, Tobias, 2001: Sierggavåggeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgeologi.
145. Veres, Daniel-Stefan, 2001: A comparative study between loss on ignition and total carbon analysis on Late Glacial sediments from Atteköps mosse, southwestern Sweden, and their tentative correlation with the GRIP event stratigraphy.
146. Ahlberg, Tomas, 2001: Hydrogeologisk undersökning samt sårbarhetskartering av området kring tre bergbore grundvattenanläggningar i Simrishamns kommun.
147. Boman, Daniel, 2001: Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska Kaledoniderna.
148. Olsson, Stefan, 2002: The geology of the Portobello Peninsula; proposal of a saturated to oversaturated lineage within the Dunedin Volcano, New Zealand.
149. Molnos, Imre, 2002: Petrografi och diagenes i den underkambriska lagerföljden i Skrylle, Skåne.
150. Malmberg, Pär, 2002: Correlation between diagenesis and sedimentary facies of the Bentheim Sandstone, the Schoonebeek field, The Netherlands.
151. Jonsson, Henrik, 2002: Permeability variation in a tidal Jurassic deposit, Höganäs basin, Fennoscandian Border Zone
152. Lundgren, Anders, 2002: Seveskollorna i nord-östra Kebnekaise, Kaledoniderna: metabasiter, graniter och ögongnejser.
153. Sultan, Lina, 2002: Reconstruction of fan-shaped outwash in front of the Myrdalsjökull ice cap, Iceland: Architecture and style of sedimentation.
154. Rimša, Andrius, 2002: Petrological study of the metamafic rocks across the Småland-Blekinge Deformation Zone
155. Lund, Magnus, 2002: Anti-slope scarp investigation at Handcar Peak, British Columbia, Canada.
156. Sjöstrand, Lisa, 2003: Early to early Middle Ordovician conodont biostratigraphy of the Tamsalu drill core, central Estonia.
157. Nilsson, Jonas, 2003: Carcharhiniforma hajar från Limhamns kalkbrott.
158. Larsson, Linda M., 2003: Late Triassic and Early Jurassic palynology of the Höganäs Basin and the Ängelholm Trough, NW Scania, Sweden.
159. Sköld, Pia, 2003: Holocen skogshistoria i Stenshuvuds nationalpark, Skånes östra kust, Sverige.
160. Fuchs, M., 2003: Påverkan av sterilisering på gruvssand – en mineralogisk och texturrell undersökning.
161. Ljungberg, Julia, 2003. Sierggavåggeskollan i gränslandet mellan Sarek och Padjelanta; miljöindikatorer för fjällkedjeberggrundens bildning.
162. Håkansson, Lena, 2003: An architectural element analysis of a large-scale thrust complex, Kanin Peninsula, NW Russia:

- interaction between the Barents and Kara Sea ice sheets.
163. Davidson, Anja, 2003: Ignimbritenheterna i Barranco de Tiritaña, övre Mogánformationen, Gran Canaria.
  164. Näsström, Helena, 2003: Klottedioriten vid Slättemossa, centrala Småland – mineral kemi och genes.
  165. Nilsson, Andreas, 2003: Early Ludlow (Silurian) graptolites from Skåne, southern Sweden.
  166. Dou, Marion, 2003: Les ferromagnésiens du granite rapakivique de Nordingrå – centre-est de la Suède – composition chimique et stade final de cristallisation.
  167. Jönsson, Emma, 2003: En pollenanalytisk studie av råhumusprofiler från Säröhalvön i norra Halland.
  168. Alwmark, Carl, 2003: Magmatisk och metamorf petrologi av en mafisk intrusion i Mylonitzonen.
  169. Pettersson, Ann, 2003: Jämförande litologisk och geokemisk studie av Sevens amfibolitkomplex i Sylarna och Kebnekaise.
  170. Axelsson, Katarina, 2004: Bedömning av potentiell föroreningsspridning från ett avfallsupplag utanför Löddeköpinge, Skåne.
  171. Ekestubbe, Jonas, 2004:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geokronologi och implikationer för tolkningen av den Kaledoniska utvecklingen i Kebnekaise.
  172. Lindgren, Paula, 2004. Tre sensveko-fenniska graniter: kontakt- och åldersrelationer samt förekomst av metasedimentära enklaver.
  173. Janson, Charlotta, 2004. A petrographical and geochemical study of granitoids from the south-eastern part of the Linderödsåsen Horst, Skåne.
  174. Jonsson, Sara, 2004: Structural control of fine-grained granite dykes at the Äspö Hard Rock Laboratory, north of Oskarshamn, Sweden.
  175. Ljungberg, Carina, 2004: Belemnites stabila isotopsammansättning: paleomiljöns och diagenesens betydelse.
  176. Oster, Jessica, 2004: A stratigraphic study of a coastal section through a Late Weichselian kettle hole basin at Ålabodarna, western Skåne, Sweden.
  177. Einarsson, Elisabeth, 2004: Morphological and functional differences between rhamphorhynchoid and pterodactyloid pterosaurs with emphasis on flight.
  178. Anell, Ingrid, 2004: Subsidence in rift zones; Analyzing results from repeated precision leveling of the Vogar Profile on the Reykjanes Peninsula, Southwest Iceland.
  179. Wall, Torbjörn, 2004: Magnetic grain-size analyses of Holocene sediments in the North Atlantic and Norwegian Sea – palaeoceanographic applications.
  180. Mellgren, Johanna, S., 2005: A model of reconstruction for the oral apparatus of the Ordovician conodont genus *Protospanderodus* Lindström, 1971.
  181. Jansson, Cecilia, 2005: Krossbergskvalitet och petrografi i den kambriska Hardebergasandstenen i Skåne.
  182. Jan-Olof Öst, 2005: En övergripande beskrivning av malmbildande processer med detaljstudier av en bandad järnmalm från södra Dalarna, Bergslagen.
  183. Bragée, Petra, 2005: A palaeoecological study of Holocene lake sediments above the highest shoreline in the province of Västerbotten, northeast Sweden.
  184. Larsson, Peter, 2005: Palynofacies och mineralogi över krita-paleogengränsen vid Stevns Klint och Kjølby Gaard, Danmark.
  185. Åberg, Lina, 2005: Metamorphic study of metasediment from the Kangilinaaq Peninsula, West Greenland.
  186. Sidgren, Ann-Sofie, 2005:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -geokronologi i det Rinkiska bältet, västra Grönland.



LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen  
 Centrum för GeoBiosfärvetenskap  
 Sölvegatan 12, 223 62 Lund