

# NGU



Norges geologiske  
undersøkelse

**Skrifter 61**

David Roberts og  
Torgeir Bjørge Andersen: Nordkapp  
Beskrivelse til det berggrunnsgeologiske  
kartbladet M 1:250 000  
(Med fargetrykt kart)

**Universitetsforlaget 1985**

Trondheim - Oslo - Bergen - Tromsø

# Nordkapp

## Beskrivelse til det berggrunnsgeologiske kartbladet M 1:250 000 (Med fargetrykt kart)

DAVID ROBERTS & TORGEIR BJØRGE ANDERSEN

Roberts, D. & Andersen, T.B. 1985: Nordkapp. Description of the 1:250,000 geological map. *Nor. geol. unders. Skr.* 61, 1–49.

Three principal geological and tectonostratigraphic divisions of the bedrock can be recognised within the area of map-sheet Nordkapp: (1) the Kalak Nappe Complex, (2) the Magerøy Nappe, and (3) the Skarsvåg Nappe. All three nappe units form part of the Caledonian fold belt, but their internal structural deformation and thrusting occurred at different times during the protracted Caledonian orogenic cycle.

Rocks in the *Kalak Nappe Complex*, the lowest tectonic unit, consist mainly of amphibolite facies metasediments and schists in western areas, locally with the development of migmatites. The sediments are of assumed late Precambrian to Cambrian age. On Hjelmsøy, the basal metasediments lie unconformably upon a multiply deformed gneiss complex; these gneisses are considered to have been initially deformed in Precambrian time. In the east, on Nordkinnhalvøya, the metasediments are in lower metamorphic grade and well preserved sedimentary structures are common. Caledonian deformation and metamorphism of the Kalak Nappe rocks first occurred during the Finnmarkian phase, in late Cambrian to early Ordovician time.

The Magerøy Nappe occurs only on Magerøy and consists of a thick sequence of turbiditic to shelf-type metasediments and various types of plutonic rocks. The 5.5 km-thick metasedimentary succession contains corals, brachiopods, crinoids and graptolites of early Silurian age and is divided into 5 formations and 2 groups. The metamorphic grade of the rocks varies from greenschist facies in the southeast to high amphibolite facies in the northwest. In the southeastern part of the island the metasediments are intruded by a variety of plutonic rocks ranging from ultramafic to granitic. Internal deformation and metamorphism of the Magerøy Nappe rocks occurred during the Scandian phase in late Silurian to earliest Devonian time. Rocks of the *Skarsvåg Nappe* occur tectonically above the Magerøy Nappe. They comprise variably migmatized garnet-mica schists of unknown derivation and age.

The tectonic structures and metamorphic parageneses occurring in the different nappes are described in some detail, and short accounts are given on fossil occurrences, radiometric age determinations and aspects of economic geology. Aeromagnetic and gravity anomalies are present within the map-area, both on land and offshore, and the possible sources of these anomalies are discussed in relation to the known geological and structural features of the region.

*D. Roberts, Norges geologiske undersøkelse, P.O.Box 3006, 7001 Trondheim, Norway*  
*T.B. Andersen, Geologisk Institutt, Avd. A, University of Bergen, 5014 Bergen, Norway*  
(Present address: - Institutt for geologi, University of Oslo, Blindern, Oslo 3, Norway)

### INNHold

Innledning	2
Geografisk oversikt	2
Tidligere undersøkelser og nyere kartlegging	2
Geologiske hovedtrekk	3
Bergartsbeskrivelse	3
Kalakdekkekomplekset	3
Metasedimentene på Nordkinnhalvøya	9
Magerøysdekket	16
Sedimentære bergarter	16
Dypbergarter	19
Skarsvågdekket	20
Strukturgeologi	21
Kalakdekkekomplekset	21
Magerøysdekket	25
Skarsvågdekket	28
Metamorfose	28
Fossiler	33
Radiometriske aldersbestemmelser	33
Økonomisk geologi	34
Geofysikk	34
Geologien på kontinentalsokkelen	36
Ekskursjonsfører	38
Ordforklaring	41
Etterord	43
Summary	43
Litteraturliste	48

## Innledning

### *Geografisk oversikt*

Området som dekkes av kartbladet Nordkapp ligger i den nordligste delen av Finnmark fylke ut mot Barentshavet. Det er et av landets minste 1:250 000 kartområder, idet bare ca 7 % av kartbladet er dekket av landområde. Til tross for dette omfatter bladet to av Norges best kjente landemerker, Nordkapp på Magerøya og Nordkinn på Nordkinnhalvøya.

Begrensingene til kartbladet er meridianene 23°50' og 28°20' øst og breddegradene 71°00' og 72°00' nord. Selve Nordkapp ligger på 71°10'2" breddegrad, men Norges aller nordligste punkt Knivskjelodden, også på Magerøy, befinner seg på 71°11'48". Kartet omfatter, fra øst mot vest, deler av kommunene Lebesby, Nordkapp og Måsøy. Kartbladets sydlige grense ligger nord for Honningsvåg på Magerøy, et stort og viktig fiskevær og turistknutepunkt med ca. 4000 innbyggere. Innen selve kartområdet finnes det bare forholdsvis mindre fiskevær, som Gjesvær, Skarsvåg og Kamøyvær på Magerøy, og Mehamn og Gamvik på Nordkinnhalvøya. Mehamn er det største av disse med ca. 900 innbyggere. Ellers er helårsbosettingen begrenset til mindre husgrupper på øyene Rolvsøy, Ingøy og Måsøy, i tillegg til på Magerøy og Nordkinnhalvøya. Befolkningen i disse strøk av landet har imidlertid gradvis avtatt i de siste tiår.

Landskapet og topografien i dette kystområdet er sterkt preget av de geologiske forhold. Dette kommer særlig godt frem på Nordkinnhalvøya hvor dalene og ryggene i det bølgete platået følger bergartenes strøketning, og hvor områder med massive tykkbandede sandsteiner har bratte 200–300 meter høye stup mot sjøen mens trakter kjennetegnet ved mer skifrige bergarter viser en roligere mer avrundet landskapsform. På Nordkinnhalvøya er dette rygg-og-dal landskapet også skåret av tverrgående trange dalsøkk langs forkastninger eller store sprekker.

Hevede strandlinjer er godt utviklet flere steder innen kartområdet og stedvis forekommer terrasser i forskjellige nivå innen et og samme område. Beskrivelser av disse og av de kvartære forhold for Finnmark i sin helhet, er gitt av Marthinussen (1962).

I denne kartbladbeskrivelsen har vi brukt UTM rutenett for referansepunkter. Dette rutenett finnes på de nye M711-kartbladene i målestokk 1:50 000. På kartene er det angitt hvordan man skal bruke dette rutenett, og i beskrivelsen er stedspunktene notert med et 6-sifret tall, van-

ligvis i parentes, f.eks. "... ved Kjerkeporten (568907) øst for Skarsvåg."

### *Tidligere undersøkelser og nyere kartlegging*

Trekk av geologien innen kartblad Nordkapp ble først kjent for over 170 år siden gjennom beskrivelser av den tyske geolog Leopold von Buch (1810). Han gikk iland ved Kjelvik øst på Magerøy, vandret ca. 6 km sør-vestover mot Honningsvågeidet, utenfor kartbladets grense i sør, og beskrev sine iakttagelser. Magerøy var tydeligvis en magnet for reisende ved begynnelsen av forrige århundre, slik som i dag, og hele øyas geologi var allerede før 1830 beskrevet av Everest (1929). Denne forfatteren sammenstilte også det første geologiske kart over Magerøy, og dette samsvarer forbausende godt med hovedtrekkene av geologien slik den er kjent i dag.

Forskjellige geologiske iakttagelser er gitt av Keilhau (1850) i hans store verk "Gæa Norvegia", også her med et kart over Magerøy. Senere i forrige århundre ble det utgitt korte beskrivelser og kart av Dahll (1868, 1883), Pettersen (1885) og Reusch (1891). Notiser om Nordkinnhalvøyas og Magerøys geologi er siden skrevet av Reusch (1924) og Holtedahl (1944).

I nyere tid har Magerøy igjen tiltrukket seg geologenes interesse. Geul (1958) kartla gabbrokomplekset på den sørøstlige delen av Magerøy for NGU. I hans rapport avviste han Holtedahl & Dons' (1953) påstand om at bergartene ved Honningsvåg antagelig var av prekambrisk (svekokarelsk) alder. Geul påviste også den gradvis økende regionale omdannelse (metamorfose) og kartla granat isograden like vest for gabbrokomplekset. I årene 1957–1959 arbeidet også Sven Føyn på Magerøy, i 1959 planla han sammen med Olaf Holtedahl og Paul Reitan en av ekskursjonene (A3) til den internasjonale geologiske kongress i 1960. Under dette arbeidet fant de sjølliljestilker i en kalk på sørøst-kysten. Flere fossiler ble funnet i 1960, til og med av en av ekskusjonsdeltagerne, Dr. John Rodgers. Henningsmoen (1961) fastslått at fossilene og dermed også de sedimentære bergartene, var av silurisk alder. Reitan (1960) ga en kort beskrivelse av Magerøys geologi i ekskursjonsguiden.

I 1960-årene kom Føyn (1967) fram til at det tillitt-lignende konglomerat ved Duksfjord antagelig var av silurisk alder og ikke eokambrisk (vendisk) som antydnet av Holtedahl (1944). Etter den tid arbeidet Ramsay & Sturt (1970) med

strukturelle studier, særlig med deformasjonen av et konglomerat øst for Nordvågen, mens Lønne (1972) utførte en gravimetrisk undersøkelse av øya og dens omgivelser. En sammenfatning av dette arbeid ble publisert av Lønne & Sellevoll (1975).

Mellom årene 1969 og 1973 kartla Jane Curry (1975) den sørøstligste delen av Magerøy, og ga en nøyaktig beskrivelse av gabbroene og de ultramafiske bergarter. Hun beskrev også lagfølgen, metamorfosen og deformasjonshistorien til de omdannede sedimentene. Kort etter beskrev Ramsay & Sturt (1976) skyvesonen til Magerøydekket, og påviste at fremskyvningen av dekket hadde foregått under trykk-temperatur forhold som tilsvarer amfibolittfacies.

Omtrent på samme tid begynte Bergen-studentene T.B. Andersen og K. Kjærslud sine cand.-real. hovedoppgaver på henholdsvis sørvestre og nordlige Magerøy. Andersen ble ferdig i 1979, og har siden utgitt flere artikler om dette og etterfølgende arbeid (1981, 1982, 1984a og b). Kartbildet av Magerøy (Roberts 1981) bygger på kartleggingen til Andersen, Kjærslud og Curry, etter en sammenstilling gjort av Torgeir Andersen i 1978.

Kartleggingen av den del av Nordkinnhalvøya som faller innen kartblad Nordkapp, ble utført av Roberts i 1974 og 1975. Et foreløpig kart av Nordkinn i målestokk 1:100 000 ble utgitt av Roberts i 1976. Øyene Måsøy, Hjelmøy, Ingøy, Rolvsøy og Havøy ble kartlagt i 1978 av J. Akselsen, T.B. Andersen og D. Roberts, og geologien beskrevet i to rapporter (Akselsen 1978, Andersen 1978). Rapportene finnes i NGU's arkiv. En artikkel om en viktig diskordans på Hjelmøy er forfattet av Ramsay et al. (1979).

Det geologiske kart Nordkapp 1:250 000 ble sammenstilt i 1979 av D. Roberts på grunnlag av kartlegging gjennomført i perioden 1970–1978 av Akselsen, Andersen, Curry, Kjærslud, Ramsay, Roberts og Sturt. Arbeidsfeltene til de ansvarlige geologer er allerede skissert ovenfor. På tiden da sammenstillingen foregikk forsøkte NGU å få opplysninger om geologien på eller under sjøbunnen innenfor kartbladets grenser, men disse data var dessverre ikke tilgjengelig.

### Geologiske hovedtrekk

Berggrunnen innen kartblad Nordkapp kan tektonostratigrafisk inndeles i tre hovedenheter (Fig. 1):

1. *Bergartene i Kalakdekkekomplekset.* Dette komplekset består av ulike omdannede bergarter, fra fyllitter og sandstein på Nordkinnhalvøya til

migmatitter på vestre Magerøy og Måsøy. De eldste bergartene innen kartområdet er antatt å være av sen-prekambrisk til kambrisk alder, men på Hjelmøy er det påvist en primær avsetningskontakt mellom disse bergartene og et antagelig mye eldre prekambrisk gneis-kompleks (Ramsay et al. 1979). Dekkeenheterne er store bergartsflak som antagelig er skjøvet mot øst- til sørøst i en tidlig fase under dannelsen av den kaledonske fjellkjede. Denne fasen kalles "den Finnmarkiske fase", og fant sted mot slutten av kambrium og inn i tidlig ordovicium.

2. *Bergarter i Magerøydekket.* Bergartene er omdannede sediment og forskjellige typer dypbergarter. På Magerøy like sør for kartbladgrensen er det funnet og beskrevet fossiler som viser at de sedimentære bergartene er av tidlig silurisk, muligens også av sen ordoviciske alder. Magerøydekket er antagelig skjøvet fra det opprinnelige avsetningsområdet mot øst-sørøst inn over Kalakdekkekomplekset. Denne deformasjonsfasen er kalt "den Skandiske fase" (også kalt "den Skandinaviske fase") og den fant sted mot slutten av silurtiden og delvis inn i tidlig devon.

3. *Bergartene i Skarsvågdekket.* På Magerøy finnes det dessuten et lite flak av en enda høyere liggende overskjøvet bergartsenhet, Skarsvågdekket. Dette består av omdannede sedimentære bergarter. Alderen og opprinnelsen av disse bergarter er usikker.

### Bergartsbeskrivelse

Bergartene fra det underste dekke, Kalakdekkekomplekset, blir beskrevet først, deretter beskrives bergartene fra det midterste dekke, Magerøydekket, og til slutt omhandler vi bergartene i det øverste dekke, Skarsvågdekket.

### Kalakdekkekomplekset

Bergarter tilhørende Kalakdekkekomplekset er her inndelt i to hovedenheter: I. En lagrekke av omdannede sedimenter hvis innbyrdes forhold og alder er forholdsvis godt kjent ut fra var kjennskap til den regionale geologien. II. En lagrekke av omdannede bergarter av usikker alder og plassering i lagfølgen.

Selv om denne inndelingen er noe kunstig sett i forhold til den vanlige beskrivelsesmåte for dekkebergarter, er det uten tvil den mest praktiske i dette tilfellet. Dessuten unngår man en

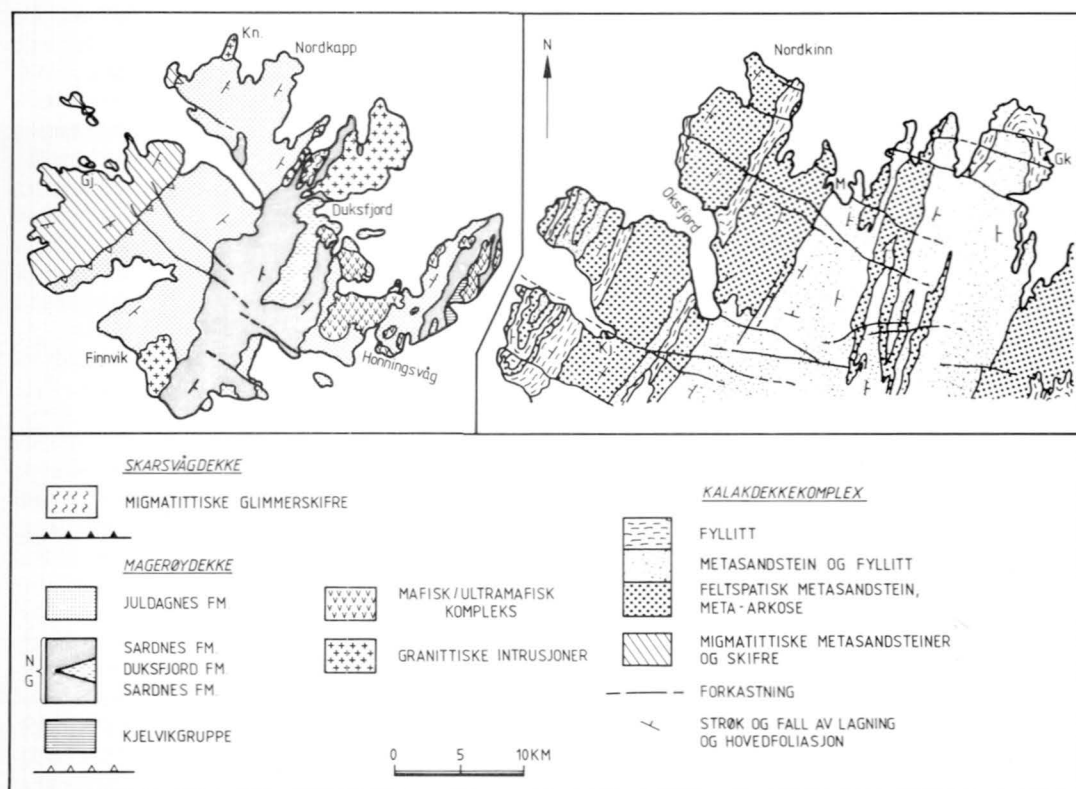


Fig. 1. Forenklede geologiske kart over Magerøy og den nordlige halvdel av Nordkinnhalvøya. Gj - Gjesvær; Kn - Knivskjelodden; M - Mehamn; Gk - Gamvik; Kj - Kjøllefjord. NG (i tegnforklaringen) - Nordvåg Group. Simplified geological maps of Magerøy and the northern half of Nordkinnhalvøya.

ellers påtvunget jevnføring av en ikke-definert lagfølge blant Nordkinnhalvøyas bergarter (som ligger blant de lavere dekkeflaker innen Kalakdekkekomplekset) med den godt kjente lagrekken i det sørvestlige hjørnet av kartbladet.

Lagrekken i hovedenhet I omfatter bergartene nummer 12–15 i kartbladets tegnforklaring, dvs. *Klubben psammittgruppe* (eldst), *Storelv skifergruppe* og *Hellefjord skifergruppe*. Denne lagrekke er en nordlig fortsettelse av tilsvarende lag som er kjent fra Sørøy, 25 km sørvest for Rolvsøy, på 1:250 000 kartbladet 'Hammerfest', og fra fastlandet like sørvest for Magerøy (Roberts 1968a, 1974, Ramsay 1971, Ramsay et al. 1984a, Gayer et al. 1985). På kartblad 'Nordkapp' opptrer imidlertid bare tre av de 5 grupper som danner "Sørøy-stratigrafien". De som mangler, antagelig pga. sedimentære facies forandringer (Ramsay et al. 1979), er Falkenes kalkstein- og Åfjord pelittgruppene.

Som nevnt av Roberts (1974) burde gruppe-navnene helst ha vært binomiale, f.eks. Helle-

fjordgruppe og ikke Hellefjord skifergruppe, men pga. at disse navn nå er godt rotfestet i litteraturen er de fortsatt benyttet i tegnforklaringen til kartet. I denne kartbladbeskrivelsen derimot er forkortelser av disse navn brukt med hensikt i flere tilfeller.

Alderen til de 3 grupper er ikke fastslått med sikkerhet, men ut fra regionalgeologiske betraktninger er de høyst sannsynlig av vendisk til kambrisk alder (Ramsay 1971, Roberts 1974).

#### *Klubben psammittgruppe*

Bergarter som hører til denne enhet opptrer på Ingøy, Rolvsøy, Hjelmsøy, Havøy, Måsøy og nordvestlige Magerøy. I motsetning til andre områder hvor denne sandsteinen opptrer i Vest-Finnmark viser bergartene her oppe en forholdsvis utbredt omdannelse til migmatitt, dvs. bergartene er så sterkt omdannet at en tilsynelatende oppsmelting har funnet sted. Selv om migmatittisering stedvis kan være meget sterk, finnes det



Fig. 2. Primær stratigrafisk diskordans mellom godt båndet Klubbenpsammitt (øverst) og sterkt deformerte prekambrisk gneiskompleks, Skarvsteinen, Hjelmsøy. Utsnitt fra Fig. 2 til Ramsay et al. (1979).

*Unconformity between well-banded Klubben Psammitte (above) and strongly deformed Precambrian gneiss, Skarvsteinen, Hjelmsøy. Part of Fig. 2 of Ramsay et al. (1979).*

gradvise overganger til ikke-migmatittiserte metasedimenter flere steder.

Hvor bergartene har unngått migmatittisering består Klubben-enheten hovedsaklig av metaarkose og kvartsitt, stedvis med mindre, tynne lag eller sjikt av granatførende skifre. Sammensetningen av metasandsteinene varierer fra arkosisk sandstein til ren ortokvartsitt, vanligvis med overgangsmessige grenser.

Kvartsittene, som er sterkt omkrystalliserte kvartssandsteiner, finnes som lag og linser innenfor meta-arkosen. Selv om denne hvite bergart består nesten bare av kvarts kan man i noen tilfeller finne ansamlinger av den tunge ertsen titanomagnetitt langs lagflatene (Ramsay et al. 1979). Mange steder finner man kvartsittlag i migmatittene, noen viser kryss-sjiktning. I disse tilfeller har den ensartede kjemiske sammensetning av den opprinnelig kvartssandstein motstått migmatittiseringsprosessen, mens meta-arkosene like ved har blitt omvandlet til migmatitt.

Meta-arkosene varierer i karakter hovedsakelig pga. varierende sammensetning av den opprinnelig sandsteinen, og fordi de har vært utsatt for ulik grad av deformasjon. De sterkere deformerte bergarter ligner mer på helleskifer enn de mindre deformerte meta-arkoser. Den massive, lys grå til nærmest hvite meta-arkosen består av kvarts, kalifeltspat og plagioklas i varierende mengder, med aksessorisk biotitt og muskovitt. Glimmermineralene er mest synbare i de tynne skifrige mellomlag, og i disse finnes stedvis små granater.

På Hjelmsøy opptrer de mest grovkornete meta-arkosene innenfor Klubbengruppen. Her finner vi at disse arkoser opprinnelig har vært avsatt oppå et eldre tidligere nederodert prekambrisk gneiskompleks, vi har altså her en erosjonsdiskordans (Fig. 2) mellom gneisene og arkosen (Ramsay et al. 1979). De prekambriske gneisene har nr. 18 i kartbladets tegnforklaring, disse beskrives senere på s. 9.

Diskordansen markerer bunn i lagrekken av Klubben psammittgruppe i dette område, og er beskrevet i detalj av Ramsay, Sturt og Andersen (1979). De best bevarte deler av denne primære diskordansen finnes ved Skarvsteinen (142875) på vestsiden av Hjelmsøy (Fig. 2), og på østsiden av Akkarfjorden (c. 187884). Ved Akkarfjorden består den laveste delen av Klubben-lagfølgen av en meta-arkose med spredte konglomeratboller. Bollene har vanligvis et tverrmål på 1–3 cm, sjelden opp til 20 cm, og bollene er gneis, granitt og årekvarts. Disse rullesteinene (bollene) kom opprinnelig fra den underliggende sterkt deformerte prekambriske gneis-enheten. På kysten ved Skarvsteinen er det en tykkbåndet kvartsitt som er den eldste bevarte bergart i lagfølgen, med lag opp til 1 m i tykkelse, mens mot nordøst ligger meta-arkose direkte på den uregelmessige gamle gneisoverflaten.

En bergartstype som opptrer forholdsvis sjelden innenfor Klubben psammittgruppe er tynne ganger av amfibolitt som ligger parallelt med sandsteinslagene. Disse er vanligvis granatførende. Amfibolittene er antagelig dannet fra mafiske smelter som trengte inn mellom lagene og størknet til basalt eller doleritt og som senere ble omdannet pga. sterk deformasjon og metamorfose i kaledonsk tid.

*Migmatitter*, nr. 15A på tegnforklaringen, opptrer like utbredt i kartbladsområdet som de alminnelige arkosiske metasandsteiner, og det finnes alle overganger fra rene metasedimenter til velutviklede migmatitter (Ramsay & Sturt 1976, Akselsen 1978, Andersen 1978).

På vestsiden av Magerøy, under Magerøydekket, finnes det et større område med migmatitt, Gjesvær migmatittkomplekset (Andersen 1979). Bergartene her varierer fra lagdelte paragneiser til massive migmatitter (Fig. 3) hvor den opprinnelige lagdelingen er forsvunnet, bare her og der opptrer benker eller linser av kvartsitt som har motstått migmatittiseringsprosessen. Innen disse er kryss-sjiktning bevart enkelte steder. Lag eller ganger av sterkt forskifrede granatamfibolitter opptrer enkeltvis eller i soner, og disse er vanligvis gjennomsatt av et åre-nett av lys smeltemateriale ("neosome") (Ramsay & Sturt 1976).

Migmatittene består hovedsakelig av kvarts, plagioklas (An<sub>26-32</sub>), mikroklin, biotitt, muskovitt og granat, med små mengder av zirkon, tourmalin, apatitt og titanmagnetitt. Granater av en størrelse opp til 3 cm kan forekomme.

Et fint tverrsnitt gjennom Gjesvær migmatittkomplekset finnes langs hovedveien like sør og sørøst for fiskeværet Gjesvær. Migmatittene, og overganger fra arkosiske sandsteiner, er også godt bevart i nesten sammenhengende sjøvaskede blotninger langs kysten i Gjesværområdet og på de mange små omkringliggende øyer. Migmatitter fra dette område er også prøvetatt for radiometrisk aldersbestemmelse (Andersen et al. 1982). Resultatene fra denne undersøkelse er kort beskrevet senere (s. 33).

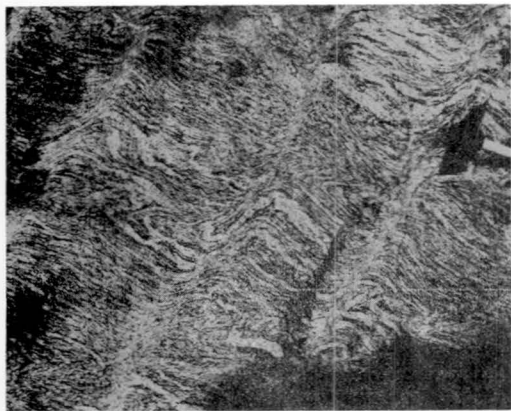


Fig. 3. Typiske migmatitter fra Gjesvær migmatittkompleks. Bergartene viser flere faser med deformasjon og delvis oppsmelting, hvorav den siste fasen som danner en krenulasjonslignende struktur antagelig er samtidig med deformasjonen og metamorfosen i det overliggende Magerøydekket. Lokalitet ved Gjesvær (412891).

Typical migmatite from the Gjesvær Migmatite Complex. The rock shows evidence of several phases of deformation and partial melting. Late crenulation structures were probably developed during the deformation which affected the overlying rocks of the Magerøy Nappe. Locality at Gjesvær.

#### Storelv skifergruppe

Skifrene som hører til denne gruppen ligger høyere i lagrekken enn sandsteinene og har en overgangsmessig grense til disse. På vårt kartblad opptrer Storelvgruppens bergarter på Ingøy, Rolvsøy, Hjelmsøy og Havøy.

Noen inndeling av skiferlagfølgen er ikke forsøkt gjort på Ingøy, Rolvsøy eller Hjelmsøy hvor bergartene stort sett er en ensartet granatglimmerskifer med ulik grad av migmatittisering. På Havøy derimot kan man skille mellom to formasjoner: en undre, granatførende skifer med regelmessige tynne lag av meta-arkose (nr. 14 på tegnforklaringen); og en øvre ensartet, mørk og rustfargete granatglimmerskifer (nr. 13).

Som nevnt er gruppens undergrense (mot Klubben-sandsteinene) ikke skarp, men er kjennetegnet ved at de aller øverste sandsteiner i Klubbenpsammitten får en gradvis mørkere farge oppover pga. økende biotitt innhold (Andersen 1978). På Havøy er benker av meta-arkose innen den undre formasjon vanligvis i tykkelsesorden 10–40 cm, men dette representerer neppe en opprinnelig sedimentær mektighet pga. den sterke deformasjonene som lagfølgen har gjennomgått i kaledonsk tid.

Skifrene på Hjelmsøy, Ingøy og Rolvsøy kan ikke inndeles i detalj, men den undre del av gruppen er mer kvartsrik enn den øvre, og granatporfyroblastene er gjennomsnittlig mye mindre enn dem som finnes høyere opp i lagrekken. På Ingøy er det også funnet noen få 3–4 cm tynne lag av kvartsitt i skifrene.

Den mest særpregete skifertypen i Storelvgruppen er en rustvitrende, grovkornet glimmerskifer bestående av kvarts, biotitt, muskovitt og granat. Glimmerflak på flere cm størrelse er vanlig. Granatene er utviklet som pene krystaller med størrelser opp til 5 cm i diameter særlig i den øverste delen av gruppen (f.eks. ved Skjerdingsbukta (192 864) på Hjelmsøy) (Andersen 1978, Ramsay et al. 1979).

Andre mineraler som kjennetegner høy-grads metamorfose som f.eks. kyanitt eller staurolitt (som er ganske vanlig i Storelv skifergruppen på Sørøy), er hittil ikke funnet, men noen av bergartene er ikke systematisk undersøkt i mikroskop. Kvarts-feltspat utfellinger forekommer ganske hyppig innen skifrene, og her og der kan bergarten være forholdsvis sterk migmatittisert.

#### Hellefjord skifergruppe

Den øverste enhet innenfor Kalakdekkekomplekset er en godt båndet grønngrå metagråvakke

Fig. 4. Lagdelte metagråvacke (lys) og granat-glimmerskifer fra Hellefjord skifergruppe på Hjelmsøy (196858).

*Alternating metagreywacke (pale grey) and garnet-mica schist from the Hellefjord Schist Group, Hjelmsøy.*



(mørk sandstein) og mørkere granatglimmerskifer, som spaltes i forholdsvis tynne heller, Hellefjord skifergruppe (nr. 12 i tegnforklaringen). Bergartene i denne enheten opptrer på Hjelmsøy og østsiden av Havøy.

Grensen mellom Storelv- og Hellefjordgruppene er ikke blottet skikkelig hverken på Hjelmsøy eller på Havøy, men ifølge Ramsay et al. (1979) finnes det ikke noe bevis for et tektonisk brudd på dette nivå. Kontakten blir av disse forfatterne betraktet som en vanlig avsetningsgrense. Årsaken til at både Falkenes- og Åfjord-enhetene (s. 4) mangler skyldes ulike avsetningsforhold slik at hverken kalk eller grafittskifer har blitt avsatt i dette området.

På Hjelmsøy er Hellefjordgruppen en utpreget båndet enhet som består av metagråvacke og glimmerskifer eller fyllitt i veksling (Fig. 4). Tykkelsen av sandsteinslagene er vanligvis fra 20–60 cm, sjelden under 10 cm. Stedvis når de opp til 1,5 m. Lagene av glimmerskifer er tynnere, gjennomsnittlig 10–20 cm.

Bergartens båndete utseende og litologiske sammensetning har som helhet mye til felles med en turbiditt lagfølge (slamstrømvsetninger) i likhet med Hellefjordgruppen fra type-området på Sørøy (Roberts 1968a,b, 1974). I motsetning til Sørøy ser det ut til at denne enhet på Nordkappkartbladets område er noe tykkere båndet, noe som kan skyldes at sedimentene på Sørøy opprinnelig ble avsatt lengre fra kysten (distalavsetninger) mens sedimentene på Hjelmsøy ble avsatt nærmere kysten (proksimalavsetninger).

Sandsteinslagene er grå til grønngrå middelskornete bergarter av gråvacke sammensetning.

De består av mineralene kvarts, feltspat og aktinolit eller aktinolitisk hornblende med en mindre mengde biotitt og noen få granater. Gradert lagning er funnet stedvis på Hjelmsøy (Andersen 1978). Skiferlagene er for det meste en gråbrun eller purpurbrun fin- til middelskornet, granatrik biotittskifer eller fyllitt, med markert skifrihet parallell lagningen. Granatene er vanligvis <2 mm i diameter. Noen av skiferbåndene inneholder også mm- til cm-tykke mer siltige eller sandige lag.

#### *Bergarter av usikker stratigrafisk plassering*

Under denne overskrift omhandler vi bergarter som vi vet tilhører Kalakdekkekomplekset, men som vi foreløpig ikke har klart å plassere i den velkjente lagfølgen på Sørøy (som vi nå har beskrevet på de foregående sider). Dette gjelder bergartsenheter nr. 16–22 i tegnforklaringen. En slik klassifisering utelukker ikke muligheten for at disse bergartene en gang i fremtiden kan innlemmes i Sørøystratigrafien.

I beskrivelsen er enhetene nr. 17 og 16 av praktiske hensyn skrevet først, fordi disse anses for å være intenst deformerte migmatittiske bergarter av samme opprinnelse som Gjesvær migmatittkomplekset (15A). Deformasjonen i alle fall for enhet 16 i tegnforklaringen, skyldes innskyvningen av det overliggende Magerøydekket. Moderbergarten til disse tektoniserte bergartene var derfor antagelig, men ikke nødvendigvis, en del av Klubbengruppen.



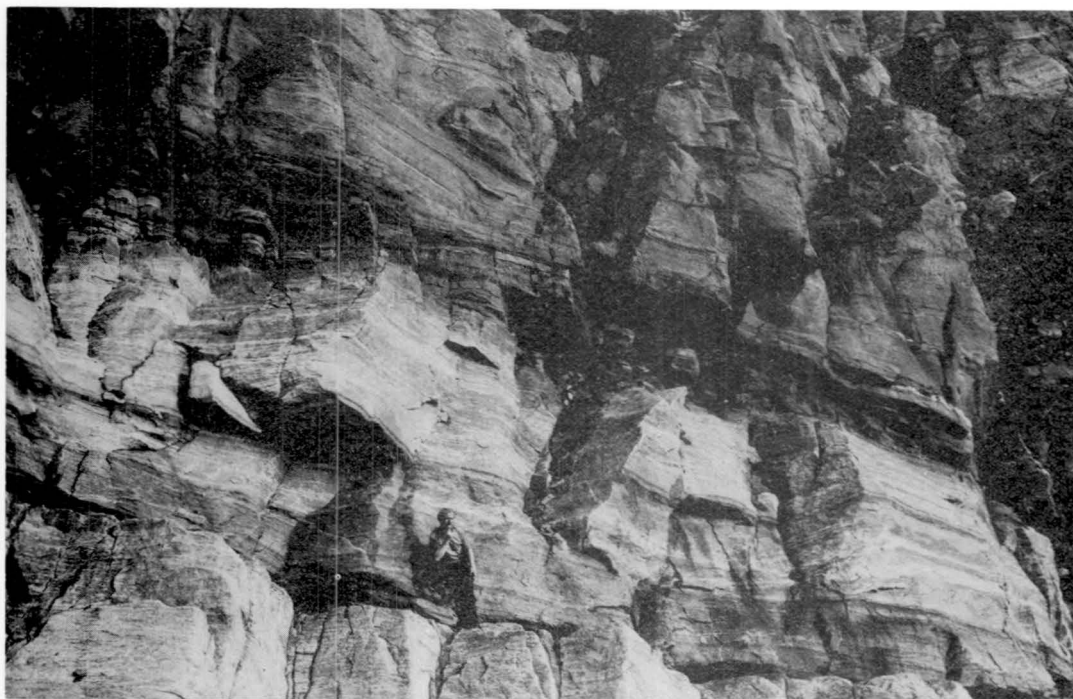


Fig. 5. Skyvekontakten til Magerøydekket på Tunes. De lyse bergartene i Kalakdekket er fyllonitter og blastomylonitter utviklet fra migmatitter. De mørkere bergarter er sterkt deformerte, mylonittiserte metagråvakkere som tilhører Juldagnesformasjonen. Fotografiet er fra Ramsay & Sturt (1976, fig. 5)

*The basal thrust contact to the Magerøy Nappe at Tunes, the lighter rocks in the Kalak Nappe unit below the thrust are phyllonites and blastomylonites developed from migmatites. The darker rocks above are strongly flattened, mylonitized metagreywackes of the Juldagnes Formation. The photograph is from Ramsay & Sturt (1976, Fig. 5).*

#### *Migmatitt og amfibolitt*

Denne enhet (nr. 17 i tegnforklaringen) opptrer i en SV-NØ gående sone på vestlige Magerøy mellom Storholmen, Tufjord og Tunes. Bergartene i sonen består av migmatittiserte, opprinnelige sandsteiner med linser og ganger av granatamfibolitt. Migmatittene er de samme som dem beskrevet under enhet 15A (s. 6). Amfibolittene var opprinnelig basiske ganger og lagerganger som trengte inn i metasandsteinene under et tidlig stadium av den tidlig-kaledonske (Finnmarkiske) fjellkjededannelse (orogenese). Pga. deformasjonen under denne fasen ble gangene oppbrutt og utdradd i linser (boudinert). Deformasjonen var samtidig med en oppvarming som førte til delvis oppsmelting (anatekse) av de opprinnelige sandsteinene. Den nydannede smelten (neosomen) gjennomsatte granatamfibolitten slik at disse i enkelte områder nærmest danner en intrusiv breksje eller agmatitt (366 827). Denne tidlig-kaledonske metamorfosen førte også til omdannelse av de basiske gangene til granat-

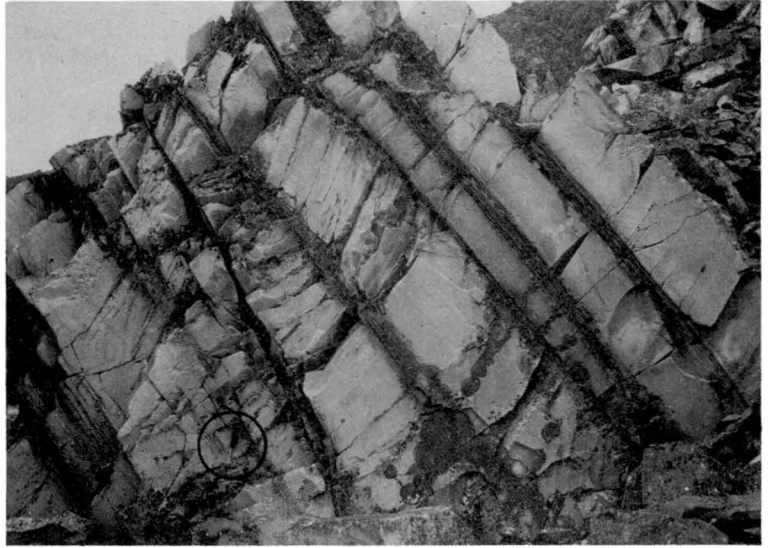
amfibolitter. Granat porfyroblastene er vanligvis mindre enn 5 mm, men kan enkelte steder bli opp til 5 cm i diameter.

#### *Oppknust og omkrystallisert migmatitt*

Enhet nr. 16, oppknust og omkrystallisert migmatitt, opptrer i en sone som kan være flere hundre meter bred langs Magerøydekkets skyvekontakt. Bergartene er dannet ved kraftig deformasjon av migmatittene i området. Bergartene i denne sonene er ofte sterkt båndet pga. lag-parallell strekning, og intensiteten av deformasjonene øker inn mot skyvekontakten (Fig. 5). Denne økningen i deformasjon sees i sonen ved en gradvis overgang fra protomylonitt, mylonittisk gneis til blastomylonitt og fyllonitt. Øyedannelse med feltspat og granat porfyroklaster er vanlig. Detaljerte bergartsundersøkelser av Ramsay og Sturt (1976) viser også en gradvis økning av glimmerinnhold fra 10% i de typiske migmatittene til over 40% i de sterkest deformerte blasto-

Fig. 6. Middelstykkbåndet feltspatførende metasandstein med tynne mellomlag av siltig fyllitt, Bjørkvika (322819), øst for Mehamn. Skala, hammer innenfor sirkelen.

*Middle- to thick-bedded feldspathic metasandstone with thin intercalations of silty phyllite; Bjørkvika, east of Mehamn. Scale - hammer (encircled).*



mylonittene. De sistnevnte kan også inneholde forholdsvis mye sillimanitt (opp til 13%) særlig i området ved Tunes.

#### *Granittisk og granodiorittisk granatførende ortogneis*

Bergartsenhet nr. 18 på tegnforklaringen er med sikkerhet identifisert bare på Hjelmsøy, og er den tidligere nevnte gneisenhet som ligger like under erosjonsdiskordansen under Klubben psammittgruppen.

Enheten består av en serie høy-metamorfe gneiser som viser tegn til en komplisert dannelseshistorie før erosjon og deretter avsetning av de opprinnelige sandsteiner som danner Klubbenlagfølgen (Ramsay et al. 1979). Opp mot selve diskordansen er disse grunnfjellgneisene alle steder sterkt flattrykt pga. kaledonsk deformasjon, slik at deres opprinnelse er tvetydig. Noe fjernere fra kontakten på de stedene hvor gneisene hittil er studert, ser derimot gneisen ut til opprinnelig å ha vært en dypbergart, – bergartene er der ganske ensartede ortogneiser av granittisk, granodiorittisk og tildels også diorittisk sammensetning (Andersen 1978, Ramsay et al. 1979) – med en varierende utviklet planstruktur (foliasjon).

Gneiskomplekset inneholder også blokker (xenolitter eller "fremmedsteiner") av eldre folierte tildels basiske gneiser, og komplekset er selv kuttet av yngre granittiske pegmatitter, aplitter, og ganger og uregelmessige kroppar av basiske dypbergarter, de sistnevnte nå i form av biotitt- og granatførende amfibolitter. Gneisene som hel-

het har derfor vært utsatt for flere faser av omkrystallisering og deformasjon før oppheving, erosjon, og avsetning av Klubbenlagfølgen sediment. Det betyr at disse tektoniske og metamorfe fasene uten tvil er av prekambrisk alder. Gneisene er høyst sannsynlig jevnaldrende med liknende gneiser på andre steder i Vest-Finnmark som er blitt radiometrisk bestemt til å være av tidlig- til midt-proterozoisk alder (cf. Ramsay & Sturt (1977).

#### *Metasedimentene på Nordkinnhalvøya*

Lagfølgen på Nordkinnhalvøya (nr. 19–22 i tegnforklaringen) er noe annerledes enn de foregående pga. at bergartene er mindre omdannet, trykk og temperatur svarer til forholdene i øvre grønnskifer facies og muligens også laveste del av amfibolitt facies. Bergartene har heller ikke vært utsatt for særlig sterk deformasjon og sedimentære strukturer er derfor svært vanlig.

Kartleggingen fra Nordkinnhalvøya sør- og sørvestover over Sværholthalvøya og videre mot Børselv ved Porsangerfjorden har vist at de tykke metasandstein- og fyllittenhetene som kjennetegner Nordkinn kan følges over store avstander (se Sigmund et al. 1983). Tykkbåndede metasandsteiner på Sværholthalvøya har mange fellestrekk med liknende sandsteiner på Porsangerhalvøya. Da de sistnevnte anses som jevnførbare med Klubben psammittgruppens bergarter (Ramsay et al. 1984 b), er det mye som tyder på at

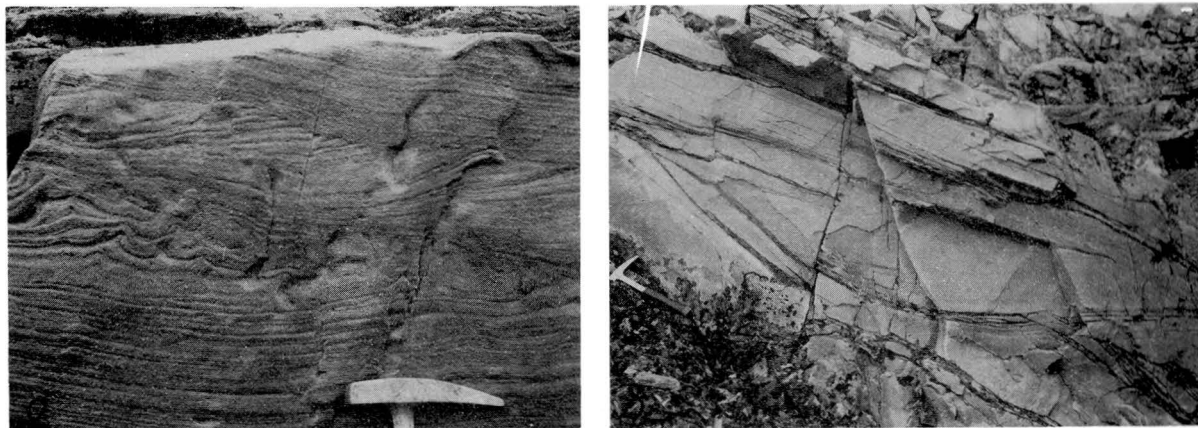


Fig. 7. Sedimentære strukturer i metasandsteiner. (a) Kryss-sjiktning, Skipsvika (333836). (b) Erosjonskanal, Daudingsvika (392836).  
Sedimentary structures in metasediments. (a) Cross-bedding, Skipsvika. (b) Erosion channel, Daudingsvika.

Nordkinnhalvøyas lagrekke i sin alminnelighet kan innpasses i Sørøy-stratigrafien. Sidelengs sedimentære facies-forandringer over ganske store avstander, sammen med tektonisk forkortelse og dannelse av skjellstruktur i lagfølgen gjør imidlertid en nøyaktig sammenligning mellom de enkelte enhetene umulig.

Enhet-nummereringen av Nordkinnbergartene som helhet representerer derfor ikke en opprinnelig lagfølge fordi gjentagelse av bergartstyper både kan skyldes opprinnelige avsetningsforhold og senere deformasjoner. I mindre områder, f.eks. mellom Oksfjorden og Kjøllefjordneset, kan imidlertid en lagrekke etableres, men for Nordkinnhalvøya som helhet er det vanskelig. Det er likevel ting som tyder på at en tykk-

båndet metasandstein er den eldste enheten (nr. 22 i tegnforklaringen).

#### *Feltspatførende metasandstein*

Den laveste enheten på tegnforklaringen (nr. 22) er ganske utbredt på den nordvestlige delen av Nordkinnhalvøya, som for eksempel på selve Nordkinn og Kinnarodden. Bergarten er hovedsakelig en lys grå, stedvis nærmest hvit, feltspatrik metasandstein eller meta-arkose med tynne, mørkere grå, glimmerrike sjikt eller mellomlag (Fig. 6). Lagpakken er i alminnelighet bygget opp av 20–50 cm tykke benker, men lagtykkelsen varierer mye innen kartbladområdet. Flere steder finnes det benker med mektighet i størrelsesorden 1,5–2,0 m som kan følges i flere titalls meters lengde og i traktene nord og sør for Oksfjorden er noen 2,5 m tykke lag observert.

I motsetning til denne tykkbåndede meta-arkose finnes det også soner med en regelmessig tynnbåndet (5–15 cm), delvis skifrig, feltspatisk metasandstein. Denne helleaktige variant er skilt ut som en egen kartleggbar enhet på det foreløpige kartblad 'Nordkyn' (Roberts 1976) i målestokk 1:100 000.

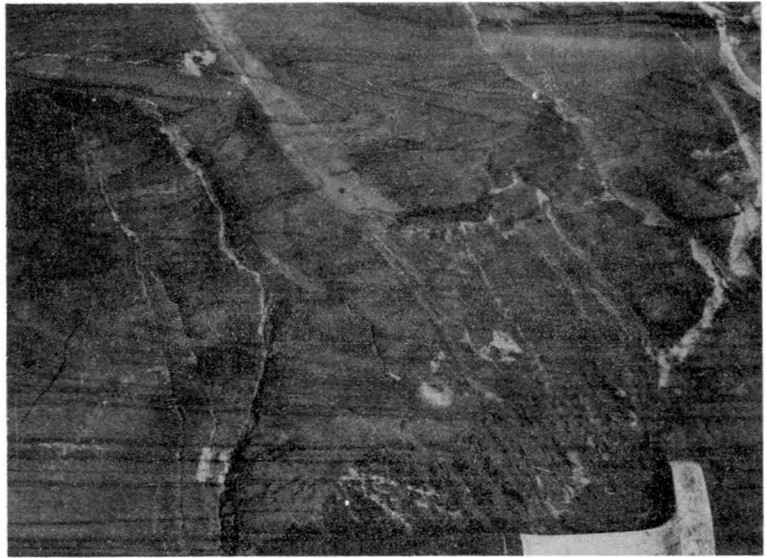
Sedimentære strukturer forekommer hyppig i disse sandsteinene, hovedsakelig som tabulær kryss-sjiktning (Fig. 7a), men i noen tilfeller også som kanaler (Fig. 7b) og andre erosjonsstrukturer. Disse strukturer er særlig merkbare pga. ansamlinger av tunge mineraler (f.eks. titanmagnetitt) på de skrå ('foreset') lagflater. Benkene er vanligvis nærmest plan-parallele, og kryss-sjiktningen viser en mer eller mindre konstant



Fig. 8. Bølgeslagsmerker (eller strømrifler) på overflaten av et metasandsteinlag, indre Staurvika (335841).  
Ripple-marked top surface of a bed of metasandstone; inner Staurvika.

Fig. 9. Foldede skrålag i kryss-sjiktet feltspatførende metasandstein. Foldingen har foregått straks etter avsetningen og før avleiringen av det overliggende lag. Lokalitet ved vestsiden av riksvei 888 (174713).

*Penecontemporaneous folding of foresets in cross-bedded meta-sandstone. The folding occurred shortly after foreset-bed deposition, but before deposition of the overlying bed of sandstone. Locality along the west side of road 888 (174713).*



strømretning i lagrekken. Over Nordkinnhalvøya som helhet har strømmens retning vært mot N-NØ. I sjeldnere tilfeller er det iaktatt såkalte "fiskebensmønster", hvor strømretningene har variert mellom NØ til ca. SV fra lag til lag. Bølgeslagsmerker (eller i noen tilfeller strømrifler) opptrer stedvis på overflatene av noen av lagene (Fig. 8).

Et fenomen som finnes mange steder innenfor de kryss-sjiktete lag er folderinger som har skjedd samtidig med avsetningen (Fig. 9). Disse opptrer vanligvis i den øverste halvparten av et lag. Skrålagene ('foresets') kan her være sterkt foldet t.o.m. i tette til isoklinale folder (Fig. 10). Denne deformasjon skyldes hovedsakelig strøm-drag i de løse sandavsetningene. Foldingen foregikk straks etter avsetningen av det kryss-sjiktet sandlaget, men før det neste ble avsatt. Lignende strukturer er tidligere beskrevet fra et område ca. 2 mil SSV for Nordkinnhalvøya (Williams 1974).

Meta-arkosene er for det meste middelskornete, men viser også grovkornede partier særlig ved bunnen av lag, og stedvis langs 'foreset' skrålag. Noen tynne lag av grove gruskonglomerat er også registrert og et par steder sør for kartbladets grense, sør for Kjøllefjord, er det funnet konglomerat-lag opp til 5 cm tykke med boller opp til 1,5 cm i størrelse.

Meta-arkosene består av mineralene kvarts, kalifeltspat og i mindre mengder plagioklas. Dessuten finnes i små mengder muskovitt, biotitt, apatitt, zirkon, titanitt og titanmagnetitt (ak-sessoriske mineraler). Titanmagnetitt kan i visse lag faktisk være et hovedmineral; den opptrer

enten som en diffus grunnmasse rundt klastiske korn av kvarts og feltspat, eller som nye velutviklede ('idiomorfe') krystaller (Fig. 11).

På halvøya vest for Skjötningberg består noen av metasandsteinenhetene av hvit kvartsittisk sandstein hvor kvarts utgjør 80% eller mer av mineralselskapet. I dette område er lag av leirskifre og fyllitt også mer tallrike enn ellers på Nordkinnhalvøya.

Sedimentmaterialet som nå danner den feltspatførende metasandsteinenheten antas å ha vært avsatt på forholdsvis flate elvesletter med forgrenende eller slyngende elveløp. De kvartsittiske sandsteinene som forekommer vest for Skjötningberg hadde antagelig et mer variabelt sedimentasjonsmiljø, delvis med avleiring i grunt hav.

#### *Metasandstein og fyllitt i veksling*

Denne enhet (nr.21 i tegnforklaringen) har sin største utbredelse i områdene omkring Mehamn og mellom Sandfjordelva og Gunnarsfjorden. Den forekommer også vest for Skjötningberg, dog i en noe annen sedimentær variant.

Bergarten er meget godt båndet og består av grå eller brungrå lag av metasandstein i veksling med lag av mørkere grå fyllitt (Fig. 12). Både sandsteinen og fyllitten opptrer i middelstykket lag (10–20 cm), men lagmektigheten er noe variabel både tvers på og langs av strøkretningen. I Mehamnområdet, f.eks., er de vanlige sandsteinslagene av 5–10 cm tykkelse, men enkelte sjeldne lag av hvit eller lysegrå sandstein av en annen

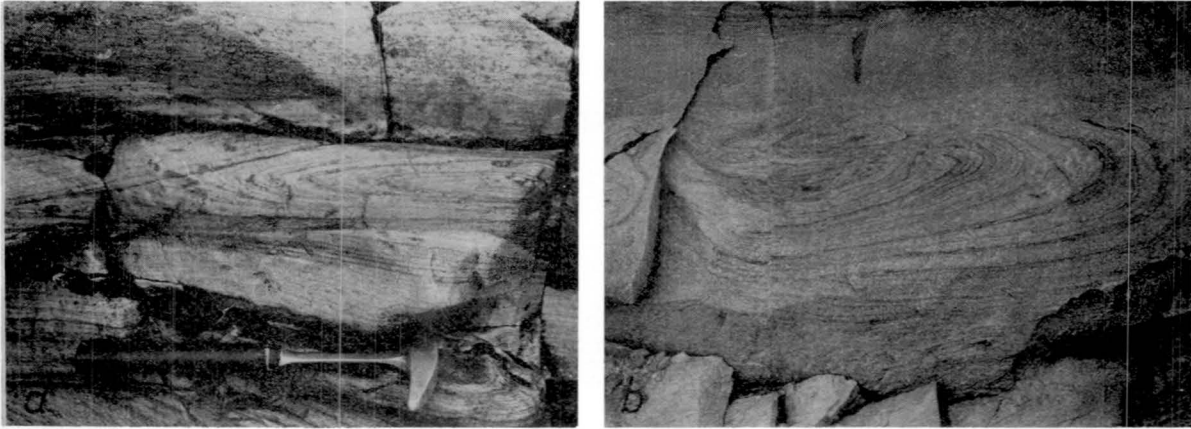


Fig. 10. Foldede skrålag i metasandsteiner. (a) Isoklinal fold i skrålag som er kuttet på tvers av nye skrålag, Valneset (ca. 192731). (b) Uregelmessig folding i et metasandsteinlag kuttet av et overliggende udeformert lag. Lokalitet på østsiden av riksvei 888 (325817).  
*Folded foreset layers in metasandstones. (a) Isoclinal fold transected by new foresets, Valneset. (b) Irregular folding of foresets in one metasandstone bed, cut by an overlying undeformed bed. Locality along the east side of road 888 (325817).*

karakter enn de alminnelige kan være 0,6–1,0 m i tykkelse.

Noen av sandsteinslagene fører brungrå konresjoner eller uregelmessige utfellinger som består av et jernrikt karbonatmineral, antagelig sideritt, som ligger rundt de klastiske kornene. Fyllittene har også forskjellig sammensetning, men et typisk trekk er at de fører små (1–2 mm) porfyroblaster av både biotitt og granat. I noen tilfeller kan granat også iakttas i sandsteinene.

Mineralsammensetningen i sandsteinslagene er omtrent den samme som i meta-arkosene, selv om biotittinnholdet her er større. Plagioklas opptrer i lik mengde som kalifeltspat; enkelte steder finnes også granat. Fyllitten derimot består vesentlig av mineralene biotitt og muskovitt, med mindre mengder av kvarts, feltspat, kloritt og magnetitt, enkelte steder også svovelkis. Store krystaller (porfyroblaster) av biotitt (0,5–2,0 mm) stedvis også granat (0,5–1,0 mm) har vokst på tvers av skifriheten i den finkornete grunnmassen. Kloritt kan også være forholdvis sent dannet og opptre porfyroblastisk.

De sedimentære strukturer i denne båndete formasjonen er noe annerledes enn de vi fant i den foregående meta-arkosen. Gradert lagning (grovkornet i bunn av et lag av gradvis finere oppover) er meget vanlig, og i den øverste delen av mange lag sees små migrerende strøm-rifler ('ripple-drift cross-lamination'). Ved bunnen av noen lag kan den groveste delen ha en kornstørrelse som grus (1–5 mm), og stedvis finner man senkningsstrukturer ('load casts') (Fig. 13) med flammestrukturer av fyllitt innimellom. Mer

hyppig er tynne klastiske ganger av sandstein og siltstein som kiler inn i underliggende fyllittlag.

Sedimentenes karakter og strukturene viser at de opprinnelig er dannet fra slamstrømmer som spredte seg utover på havbunnen med stor hastighet (turbiditt-avsetninger). Innslag av tykkere, lysere, kryss-sjiktete sandsteinslag, selv om disse er sjeldne, viser at havdybden i enkelte perioder ikke var særlig stor. I disse perioder var stranden nærmere avleiringsstedet og grovere sandmateriale ble fraktet av elvene lenger ut og la seg over de finkornete slamavsetningene. Havsanden har altså variert, noe som vi forøvrig finner de beste beviser for i bergartene vest for Skjøtningberg.

#### Kvartsitt

Den ca. 275 m tykke kvartsitt-enhet som er skilt ut med eget nummer (nr. 20) på tegnforklaringen opptrer bare på halvøya vest for Skjøtningberg i begge skjenkler av en stor synklinal (profil B-B' på kartbladet). Kvartsitten er en massiv, middelskornet, granoblastisk bergart av hvit til lys purpur rød eller rødbrun farge, og opptrer for det meste i middels tykke lag som stedvis viser kryss-sjiktning.

Den nederste delen av kvartsitt-formasjonen viser tynnere, dels linseformede lag, en generell skitten gråhvit farge, og en rusten forvitningsfarge i visse soner og langs sprekker. Høyere opp overtar hvite til svake rødlige farger, mens i den øverste halvdel av formasjonen er en lys rød-purpur farge (med sterk rød eller rødbrun forvitningsfarge) ganske karakteristisk.

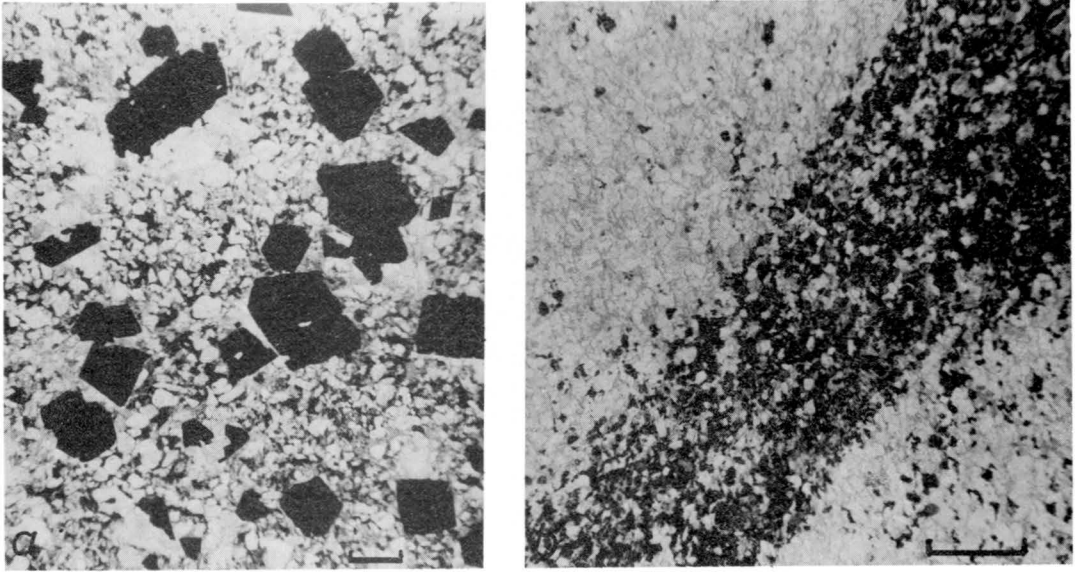


Fig. 11. Forskjellige opptrer av titanmagnetitt i meta-arkose sett i tynnsnip. (a) Velutviklede nye krystaller av titanmagnetitt, opp til 2 mm i tverrsnitt. Grunnmassen i metasandsteinen består av kvarts, feltspat, titanmagnetitt og en mindre mengde muskovitt, apatitt og zirkon. Plan-polarisert lys. Målestokk = 1 mm. Fra Vardefjellet (150788), sørøst for Skjötningberg. (b) Titanmagnetitt i grunnmasse konsentrert langs et skrålag i kryss-sjiktet metasandstein. Skrålaget er også rikt i bittesmå avrundede klastiske korn av zirkon. Planpolarisert lys. Målestokk = 1 mm. Samme lokalitet som Fig. 10b.

*Different modes of occurrence of titanomagnetite in meta-arkose, as seen in thin-section. (a) Idiomorphic grains, up to 2 mm across, in a groundmass of quartz, feldspar, titanomagnetite and accessory muscovite, apatite and zircon. Plane-polarised light. Bar-scale = 1 mm. From Vardefjellet, southeast of Skjötningberg. (b) Titanomagnetite as matrix grains concentrated along a foreset bed in cross-bedded meta-arkose. This layer is also rich in small clastic grains of zircon. Plane-polarised light. Bar-scale = 1 mm. From the same locality as Fig. 10b.*

Fig. 12. Ganske typisk utseende av middelstynnbandet metasandstein og fyllitt i veksling, Mehamn (304826).

*Typical lithology of the thin- to medium-bedded alternating metasandstone and phyllite; Mehamn.*



Fig. 13. Forskjellige typer og størrelser av senkningsstrukturer i sandsteinslag, med siltig fyllitt mellomlag, Hamneset, Mehamn (304828).

*Different forms and sizes of load-cast structures in sandstone beds, with silty phyllite interbeds. Hamneset, Mehamn.*



Fig. 14. Glidningsstrukturer i fyllitt med lag av metasiltstein og finkornet metasandstein. Den opprinnelig lagdelingen er nesten fullstendig forstyrret, og den glidnings-enheten har kuttet ned, som kanal, i forholdsvis uforstyrrede lag (nederst). Kløvet på bildet (nesten loddrett) var dannet under den første kaledonske deformasjonsfase (D1). Ved Tverrvika (ca. 456832), sør for Gamvik. *Slump structures in phyllite with interbeds of metasiltstone and fine-grained metasandstone. The original bedding is strongly disturbed and the slump unit has channelled into the subjacent comparatively undeformed layers. The near-vertical cleavage was formed during the first Caledonian deformation phase, D1. Locality at Tverrvika, south of Gamvik.*

Under mikroskopet viser bergartene å bestå nesten utelukkende av omkrystalliserte korn av kvarts, sjeldnere feltspat. Kjemiske analyser av

den hvite kvartsitt viser et  $\text{SiO}_2$  innhold på 97–99% (Union Carbide, pers. medd. 1975).

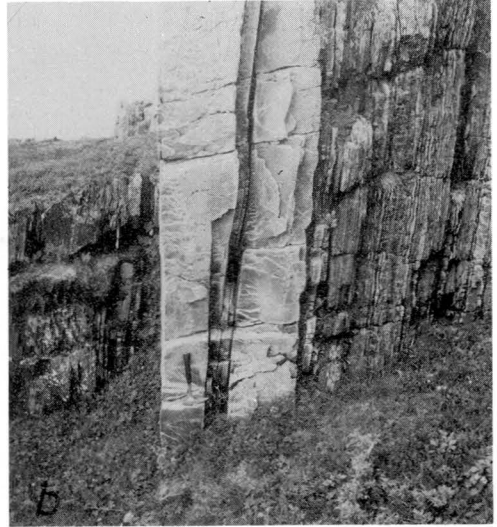
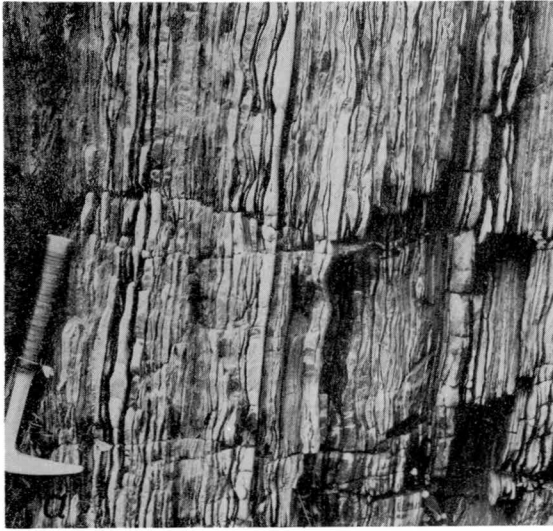


Fig. 15. (a) Linseformede lag av metasandstein og metasiltstein i fyllitt, østsiden av bukten ved Skjötningberg (ca. 138794). (b) Lag av hvit kvartsitt i fyllitt og metasandstein lagfølgen. Samme lokalitet som Fig. 15a.  
(a) Lenticular, thin beds of metasandstone and metasilstone in phyllite; east side of the bay at Skjötningberg. (b) Beds of white quartzite in thinly bedded phyllite and metasiltstone; same locality as Fig. 15a.

#### Fyllitt med tynne lag av metasandstein

Denne fjerde hovedenheten i Nordkinnhalvøyas lagrekke (nr. 19 i tegnforklaringen) finnes i Gamvikområdet, mellom Oksfjorden og Magkeilspiret, og nær Skjötningberg.

Fyllitten ved og i nærheten av Gamvik er lettst tilgjengelig og best blottet, særlig langs kysten. Bergarten er en mørk grå, stedvis nærmest svart fyllitt med svært tynne lag av grå omdannet sandstein eller siltstein. Fyllitten er som vanlig rik på porfyroblaster av biotitt og små granater. Stedvis finner man lag av en lysere grå, kryss-sjiktet sandstein som fører sideritt i konkresjon eller i uregelmessige soner.

De vanlige 1–10 cm-tykké sand- eller siltsteinslagene i denne formasjonen viser utpreget gradert lagning, og i sjeldne tilfeller er de største korn av grus størrelse. I likhet med enhet nr. 21 er denne pelittiske litologi (fyllitt) også en slamstrømsavsetning (turbiditt), og man finner tallrike eksempler på andre primære strukturer som støtter denne påstand, bl.a. ball-og-pute struktur, senkningsstrukturer, klastiske gjennomsettende ganger, og forskjellige typer glidningsstrukturer (Fig. 14). Særlig langs kysten på nordsiden av Gunnarsfjorden og nordover mot Gamvik finnes mange eksempler på slike vel bevarte strukturer.

Mineralsammensetningen av fyllitter viser mange fellestrekk med den som danner fyllitt i enhet nr. 21. Biotitt og muskovitt i varierende

mengde er hovedmineraler i den finkornete skifrigre grunnmasse. Store biotitt-porfyroblaster finnes i nærmest alle lag, granat bare enkelte steder; et lag med granater kan ha et tilgrensende lag helt uten granat, selv om biotitt-porfyroblaster opptrer i lik mengde i begge lag. Biotitt-krystallene er vanligvis fra 1–3 mm store, men kan stedvis komme opp til 5 mm. Enkelte av de største biotitt-krystallene inneholder små velutviklede (idiomorfe) krystaller av granat (s. 29), noe som viser at granatkrystalliseringen fant sted før veksten av biotittene.

Fyllittenheten på Skjötningberghalvøya er noe annerledes enn den som finnes i Gamvikområdet. Sandsteins- og siltsteinslag er mye tynnere og viser t.o.m. hyppig linseformet lagning (Fig. 15a), dels med migrerende strømrifler. Nær Skjötningberg finnes enkelte sjeldne lag av hvit, tildels kryss-sjiktet kvartsitt (Fig. 15b) i lagfølgen, noen opp til 2 m tykk, og med strømrifler på øvre lagflaten. En sjelden forekomst her, dels inn i kvartsittbenkene, er tynne og uregelmessige lag eller sjikt av karbonatholdig leirstein eller uren kalkstein.

I samme området merker man i fyllittenheten en økning i mengden av kvartsittlag østover og stratigrafisk nedover mot den tykkbåndete metaarkosen. På det 1:100 000 foreløpige kartblad "Nordkyn" er denne sone skilt ut som en separat overgangslitologi (Roberts 1976).



## Magerøydekket

### Sedimentære bergarter

De omdannede sedimentære bergartene som utgjør mesteparten av Magerøydekket danner en lagrekke med en mektighet på minst 5.5 km. Hele lagrekken er skilt inn i to grupper og fem formasjoner som til sammen utgjør *Magerøy Supergruppe* (Andersen 1979). Lagrekken ble første gang beskrevet i sin helhet av Curry (1975) som stilte opp en uformell stratigrafi. Senere undersøkelser førte frem til en mer detaljert inndeling av lagrekken og fastslåelse av hvilke metasedimenter som hørte til "Magerøy Supergruppe" (Andersen 1979, 1984b). Lagfølgen er penest oppbevart og minst forstyrret og sedimentene minst omdannet i den sørlige del av Magerøy, altså sør for kartblad Nordkapp. Her er det funnet fossiler som viser at sedimentene er av tidlig silur alder.

### Kjelvikgruppen

Bergartene i Kjelvikgruppen er de underste lag i Magerøy Supergruppe. Arealmessig utgjør Kjelvikgruppens bergarter et lite område i nærheten av Kjelvik på østkysten av Magerøy, hvor de er blotlagt i kjernen av en stor liggende fold, Kjelvik-antiklinalen. Vi kjenner ikke undergrensen for Kjelvikgruppen, men mektigheten av de bergarter vi kan se er ca. 900 m. Kjelvikgruppen er inndelt i to formasjoner, Midttindformasjonen og Russelvformasjonen.

*Midttindformasjonen* utgjør de laveste 470 m av Kjelvikgruppen, og består av finbåndede leirskifer og siltsteiner i veksling med finkornete sandsteiner. Sandsteinslagene er tynne, sjelden mer enn 5 cm, og har stedvis bevart primær parallell laminasjon eller småskala kryss-sjiktete lag. Mineralsammensetningen er av typiske grønnskiferfacies mineraler som kloritt, lys glimmer, biotitt i tillegg til kvarts og albitt. I de kalkholdige bergartene er epidot og klinoisitt vanlig.

Den overliggende *Russelvformasjonen* består av omdannede gråvakkere og andre sandsteiner i veksling med leirskifer og siltstein. I den nederste del av Russelvformasjonen er gråvakkellagene sjelden over 25 cm tykke, mens de mer finkornete lagene er opp til 6 cm tykke. Innslaget av gråvakkere øker gradvis oppover, både med hensyn til hyppighet og lagtykkelse, slik at de øverste delene av formasjonen består overveiende av gråvakkere. I denne delen finnes også lag av lyse kvartssandsteiner med vel rundede korn av kvarts og noe feltspat. Lagtykkelsen av gråvakkene er sjelden

over 60 cm, mens de lyse sandsteinslagene kan være opptil 1 m tykke.

Gråvakkene i Russelvformasjonen danner graderte lag, og vanligvis er de såkalte Bouma sekvenser, som er typisk for turbiditt avsetninger, utviklet. I den øvre del av Russelvformasjonen er mengden av leirskifer og siltstein kraftig redusert, og ofte ligger sandsteinslag mot sandsteinslag uten leirskifer eller siltstein i mellom. Mineralsammensetningen er hovedsakelig tilsvarende til Russelvformasjonen. I de mer grovkornede sandsteinene er bergartsbruddstykker særlig av kvartsitt vanlig, i en rekrystallisert opprinnelig kalkholdig leirmatriks som fører klinoisitt.

Sett under ett viser Kjelvikgruppen en oppgrovning i lagrekken, og det er sannsynlig at denne gruppen representerer en overgang fra et dypt basseng med distale (kystfjerne) turbidittavsetninger i Midttindformasjonen til et grunnere basseng med mer proksimale (kystnære) turbiditter i Russelvformasjonen.

### Nordvåggruppen

Denne stratigrafiske enhet er den mest heterogene når det gjelder sediment-typer innen Magerøy Supergruppe, og er inndelt i to formasjoner, *Sardnesformasjonen* og *Duksfjordformasjonen*. Når det gjelder sedimentenes alder er Nordvåggruppen viktig ved at den inneholder de fleste fossilforekomster som gir Magerøy Supergruppe sin stratigrafiske plassering. Typeområdet for Nordvåggruppens lagrekke, som er definert av Andersen (1984b), ligger utenfor kartbladets grense i sør. Innen kartbladet opptrer Nordvåggruppen, tildels i sterkt deformert og omdannet tilstand i to hovedområder, på Helneshalvøya i øst, og på sentrale deler av Magerøy. I tillegg har man et mindre område på nordkysten av Tufjord hvor bergarter jevnført med Nordvåggruppen opptrer i lukningen av en større tidlig F1 antiklinal.

Den interne stratigrafien i gruppen er innviklet ettersom det ser ut som om Duksfjordformasjonen kiler ut lateralt og derfor danner en kile inne i Sardnesformasjonen. I de områdene hvor Duksfjordformasjonen er utviklet har man en todeling av Sardnesformasjonen i et undre og øvre ledd.

*Sardnesformasjonen* dekker de største områder og har også størst mektighet (ca. 1280 m ved stedet Sardnes) av Nordvåggruppens bergarter. Sardnesformasjonen består nesten utelukkende av klastiske sedimenter. Bare ved Sardnes (S46768), utenfor kartbladet i sør er der funnet noen tynne kalksteinslag, hvor Føyn (1967) fant



Fig. 16. Båndet finkornet metasandstein og fyllitt, Sardnesformasjon, facies a; fra kystblotninger like sør for kartbladgrensen ved Kjekeila, ca. 2,5 km ØNØ for Nordvågen. Bildet er fra Curry (1975).

*Banded fine-grained metasandstone and phyllite, Sardnes Formation, facies a; from coastal exposures just south of the map-sheet border at Kjekeila. Photo from Curry (1975).*

en del bruddstykker av sjøllilje-stilker. Fra typeområdene utenfor kartbladet i sør har Andersen (1984b) beskrevet 3 typer av sediment-lagfølger (sedimentære facies):

- a) Overveiende silt- og leirskifre med tynne sandsteinslag.
- b) Konglomerat facies.
- c) Facies med silt- og leirskifre i veksling med grovkornete sandsteinslag.

Disse 3 facies kan også identifiseres innen kartbladet, men her i varierende og til dels dårlig oppbevaring.

Sediment-lagfølge (facies) type a, (Fig. 16) som i typeområdet er kjennetegnet ved ensartede og parallelt-laminerte silt- og leirskifre, og finkornete sandsteiner som har bevart kryss-sjiktning dannet etter bølgeslag. Bergartene er omdannet i midtre til øvre grønnskifer facies, dvs. omdan-

ning under forholdsvis lavt trykk og lav temperatur. De består i sentrale deler av Magerøy av glimmerskifre og tynne kalksilikatholdige metasandsteiner opp til 15 cm tykke, hvis mineralogi varierer i samsvar med den raskt økende regionale metamorfosegrad mot nordvest. Bortsett fra den opprinnelige sedimentære lagning er ingen sedimentære strukturer bevart innen facies a i dette området. I øst, på Helneshalvøya, er bergartene sterkt omkrystallisert p.g.a. kontaktomvandling i tilknytning til det store antall gjennomsettende gabbro-kropper, men den sedimentære lagning, og noen ganger også strukturer som gradering, riflekryss-laminasjon og parallell-laminasjon er bevart internt i lagene.

Området på nordkysten av Tuffjord består hovedsakelig av glimmerskifer omdannet under høyere trykk og temperatur, i øvre amfibolitt facies. Lagning er bare stedvis bevart, og best i tilknytning til lag av sterkt deformerte konglomerater (521898 og 526892).

Sediment-lagfølge type b som består av linseformede konglomerat og sandsteinslag opp til 1 m tykke, opptrer i flere nivåer i lagfølgen i Sardnesformasjonen, og særlig i den sentrale del av Magerøy. Bollematerialet består av bergarter tilhørende to hovedgrupper: (1) intraformasjonalt materiale, og (2) fremmede materiale. Det store innhold av lokalt derivert materiale vitner om avsetning fra sterkt eroderende strømmer, og de angulære bollene består vanligvis av sandstein, skifer og kalkstein. I de sentrale deler av øya (f.eks. 513816) er spesielt de intraformasjonelle bollene sterkt flattrykt, mens det fremmede bollematerialet av årekvarts, kvartsitt og granitt/granittisk gneis er bedre bevart og derfor tilsynelatende dominerende.

Forskjellige typer gradert lagning er vanlig i konglomerat og sandsteinslagene i denne type lagfølge, facies b. Omvendt gradering dvs. en økning i kornstørrelse oppover i lagfølgen, er vanligst i konglomeratlagene, men sammensatt og normal gradering forekommer også.

Den tredje type lagfølge, facies c, består av grovkornete sandsteiner i veksling med mer finkornet materiale. Disse bergarter finnes i den øverste del av Sardnesformasjonen (60 m i type lokalitet). Innen kartbladet er disse bergarter best utviklet langs grensen mellom Nordvåggruppen og Juldagsnesformasjonen i vest for bunnen av Skipsfjord (592822 – 589813). Sandsteinslagene i dette området er imidlertid tynnere og færre enn det som er vanlig i typeområdet. I veiskjæringen (588813) like vest for sideveien til Kamøyvær er også bergartene påvirket av kontaktmetamor-



Fig. 17. Morenelignende konglomerat ved Duksfjord (583862). Det består av kantede bruddstykker av kalkstein i en usortert, kalkrik, slamstein grunnmasse. Bildet er fra Curry (1975).  
*Tilloidal conglomerate at Duksfjord, consisting of angular fragments of limestone in an unsorted, calcareous mudstone groundmass. Photo from Curry (1975).*

fose, og de opprinnelig finkornete sedimentene er her mørke flintaktige hornfelter.

Langs grensen mellom Nordvåggruppen og Juldagnesformasjonen i vest er bergartene i amfibolitt facies og kraftig deformert. Overgangen mellom de to stratigrafiske enhetene er også her, særlig i områdene i nærheten av den vestligste konglomerat-forekomsten vist på kartet (505829), markert med glimmerskifer og psammitter som sannsynligvis er en lateral utvikling av facies c.

*Duksfjordformasjonen* består overveiende av fyltitt, glimmerskifer som stedvis er kalkholdig, og kalkstein. I tillegg finnes mindre mengder metasandstein, linser av konglomerat og lag av ortokvartsitt. De sistnevnte har liten utbredelse. I området sør for kartbladet inneholder kalksteinene og de kalkrike skifrene en til dels rikholdig fauna; sjøllilje-stilker, tabulate koraller, rugose koraller og brakiopoder av tidlig silurisk alder (Henningsmoen 1961, Føyn 1967). Innen kartbladet er bare meget dårlig oppbevarte fossilrester, sjøllilje-stilkbiter og koraller funnet (D.M. Ramsay, pers. meddel. i Curry 1975).

Duksfjordformasjonen på sentrale deler av Magerøy opptrer i et område hvor bergartene er

omdannet under øverste grønnskifer facies og amfibolitt facies. De opprinnelig finkornete klastiske sedimentene er glimmerskifer med metamorfe indeksmineraler som granat, staurolitt, kyanitt og sillimanitt. Kalksteinene er omkrystallisert til en sukkerkornet, grovkornet kalkspatmarmor med litt kvarts. Konglomeratlinjene er lik dem i Sardnesformasjonen bortsett fra et konglomerat i Duksfjord (583862) som fortjener litt ekstra oppmerksomhet. Dette har vært beskrevet som en tillitt og jevnført med de vendiske tillittene i Øst-Finnmark (Holtedahll 1944). Konglomeratet som riktignok har et svært tillittaktig utseende (Fig. 17) har siden blitt vist å være en intraformasjonell, silurisk avsetning (Føyn 1967, Curry 1975), og sannsynligvis en opprinnelig submarin ras-avsetning (Andersen 1979, 1984b). Konglomeratet består av angulære bruddstykker av kalkstein på opp til 40 cm langs lengste akse i en opprinnelig leirrik usortert grunnmasse. Under transport og avsetning har de underliggende lag blitt deformert, og klastiske ganger gjennomsetter det underste del av konglomeratet.

Mektigheten av hele lagrekken i Duksfjordformasjonen er ca. 850 m i kystsnittet nordøst for Nordvågen (utenfor kartbladet). I sentrale deler av øya er mektigheten ukjent p.g.a. senere deformasjon, men det er klart at Duksfjordformasjonen i dette området har hatt en betydelig større mektighet enn i områdene mellom Kjelvik og Nordvågen.

#### *Juldagnesformasjonen*

Juldagnesformasjonen, som har en mektighet på minst 2.4 km i typeområdet utenfor kartbladet, utgjør den yngste enheten innen Magerøy Supergruppe. De omdannede sedimentene innen denne formasjonen består av turbidittavsetninger i en typisk "flysch" lagfølge. P.g.a. den ensformige veksling av gråvakkellag og mer finkornet, skifrig materiale er lagningen meget velutviklet og gir formasjonen dens karakteristisk båndete utseende. I typeområdene, like øst for Honningsvåg, er sedimentære strukturer som er særpreget for turbidittsedimenter til dels godt oppbevarte (Fig. 18). Innen kartbladet er slike strukturer også vanlige i nærheten av Skipsfjorden. Lengre vest er vanligvis bare lagningen bevart, men også her kan man se graderte lag, særlig i kortsjenkler av større usymmetriske F1 folder.

I de lite omdannede bergartene i området utenfor kartbladet består gråvakkene av svakt omkrystalliserte fin- til grovkornete sandsteiner



Fig. 18. Metagråvacke og fyllitter av Juldagnesformasjonen med velutviklede senkningsstrukturer i en gråvackelag. Fra nær typelokaliteten, Juldagneset, Honningsvåg; bildet er fra Andersen (1984, Fig. 10a).

*Metagreywackes and phyllites of the Juldagnes Formation, with well developed load casts in bed of metagreywacke. Near the type-locality, Juldagneset, Honningsvåg. Photo from Andersen (1984, Fig. 10a).*

med varierende mengde opprinnelig finkornet, stedvis kalkrik grunnmasse. De klastiske kornene domineres av kvarts, plagioklas, kalk og kvartsitt bruddstykker, og det er vanlig at leirsteinsfragmenter av sannsynlig intraformasjonell opprinnelse finnes i de mest grovkornete lagene. Innen kartbladet er bergartene i det vestlige området fra Vannfjorden mot Nordkapp sterkt omkrystallisert, og viser en amfibolitt-facies kalksilikat mineralogi. I det østlige området er omkrystalliseringen mindre utpreget, men også her er tekstur og mineralogi sekundær.

Innen kartbladet er ingen fossiler funnet i Juldagnesformasjonen, men i typeområdet mellom Nordvågen og Honningsvåg sør for kartgrensen er graptolitter av sannsynlig undre silur (Llandovery) alder funnet i en lokalitet, og sporfossiler av flere typer er vanlig.

#### Dypbergarter

Dypbergartene i Magerøysdekket består av to hovedgrupper:

- 1) Mafiske og ultramafiske bergarter (Honningsvågkomplekset, enhetene 9 og 11 i tegnforklaringen).
- 2) Granittiske dypbergarter (enhetene 7 og 8 i tegnforklaringen).

Honningsvågkomplekset ble først kartlagt i sin helhet av Curry (1975). Dypbergartene trengte inn i perioden under første deformasjonsfase (D1), og i tidsrommet mellom første og annen deformasjonsfase (inter D1–D2). Delene av komplekset omfatter de fleste dypbergartene på Helneshalvøya. Denne delen av komplekset består av delvis omkrystalliserte olivin-fri, 2-pyroxen gabbro kropper opp til 1 km tykke. Gabbroene er noen steder parallell med og andre steder gjennomsetter de lagene i Magerøy Supergruppe.

Den største delen av Honningsvåg-komplekset er en lagdelt gabbroisk dypbergart (Fig. 19). I Skipsfjord–Honningsvåg-området er gabbroen 2 km mektig og består av gjentatt veksling av lag av peridotitt, allivalitt og eucritt. Denne gabbroen kutter de store F1 foldene, men er sannsynligvis dreiet til sin nåværende orientering mot slutten av første deformasjonsfase (s. 24–25).



Fig. 19. Steilstående kumulat lagning i gabbro (allivalitt) fra Honningsvåg intrusivkomplekset ved Stornakken (612792) på sørsiden av Skipsfjorden.

*Steeply dipping cumulate layering in gabbro (allivalite) from the Honningsvåg intrusive complex at Stornakken, on the south side of Skipsfjorden.*

I følge Curry (1975) er den lagdelte gabbroen blitt gjennomført av senere ultrabasiske smelter med dunittisk til pikrittisk sammensetning i området mellom Skipsfjorden og Kamøyvær. Inntrengning av slike magma har ført til dannelse av et mafisk migmatitt kompleks (nr. 11 i tegnforklaringen). I følge Curry består migmatitten av 3 hoveddeler: (1) Den opprinnelige gabbroiske bergart (allivalitt) med hovedmineralene olivin og plagioklas samt mindre mengder klinopyroxen og biotitt utgjør grunnmassen (paleosomen). (2) Dunittiske bergarter som overveidende består av olivin med mindre mengder plagioklas, klinopyroxen og erts. Denne dunittiske smelten trengte inn i – og smeltet delvis opp allivalitten og derved ble den tredje del av migmatitten dannet. (3) Nydannet allivalitt (neosomen i migmatitten).

Nyere undersøkelser av B. Robins (pers. meddel. 1983) tyder imidlertid på at dette komplekset er dannet av lagdelte mafiske og ultramafiske bergarter som ble deformert før de var helt størket. Dannelse av en blandingsbergart eller migmatitt er etter denne tolkningen ikke et resultat av delvis oppsmelting som følge av inntrengning av dunittisk magma som hevdet av Curry (op. cit.).

De yngste dypbergartene i Honningsvågkomplekset er homogene, olivingabbroer, 2-pyroxen-gabbroer og kvarts-gabbroer som har trengt inn langs kantene av den lagdelte dypbergarten.

De granittiske dypbergartene i Magerøydekket omfatter en rekke forholdsvis små kroppar med Opnan, Knivskjelodden og Skarsvåg granittene som de største. Utenfor kartbladet i sør, ved Magerøysundet, har en Finnvikgranitten. Denne granitten må gå forholdsvis dypt ned i jordskorpen for granittområdet viser en negativ tyngdeanomali, (d.v.s. at granitten er lettere enn de omgivende bergarter). Finnvikgranitten er derfor trolig volum-messig sett den største av granittene som har gjennomført bergartene i Magerøydekket (Lønne & Sellevoll 1975, Andersen et al. 1982).

Opnangranitten i nordøst er imidlertid i areal den største av granittene, men har et mindre volum ettersom den danner et ca. 350 m tynt flak som trengte inn sub-parallelt med S1-skifriheten i perioden mellom første og annen deformasjon (D1 og D2). Dette er tydelig i de steile brattkantene rundt Opnanhalvøya der klippene ved havnivå flere steder utgjøres av sidebergartene tilhørende Magerøy Supergruppe. Dette er imidlertid vanskelig å vise i målestokk 1:250 000 p.g.a. topografien. De geologiske observasjonene

som viser at Opnangranitten har form av et flak forklarer også hvorfor man ikke finner noen negativ tyngdeanomali i Opnangranittens område (Lønne & Sellevoll 1975).

Opnangranitten er en middels til grovkornet biotitt–muskovitt granitt, ofte med velutviklede kalifeltspatkrystaller opp til 5 cm lange. Svart turmalin er vanlig både i hovedgranitten og i pegmatitter tilknyttet denne.

Granitten på Knivskjelodden er vanskelig tilgjengelig og derfor dårlig undersøkt. Granittens kontakt mot sidebergartene i sør kutter tydelig F1 folder og viser at den trengte inn etter D1, og sannsynligvis mellom D1 og D2. I mineralsammensetning synes den å tilsvare Opnangranitten.

Skarsvåggranitten er en biotitt–muskovitt monzogranitt som i likhet med Opnangranitten er turmalinførende. I motsetning til de andre større granittene i Magerøydekket er denne trengt inn samtidig med første deformasjon og derfor deformert under denne fasen (D1). Granitten har fått en kraftig skifrihet og blitt omdannet til en øygranitt, – særlig er dette vanlig langs granittens østgrense.

Mindre granittiske kroppar og ganger finnes flere steder, som f.eks. vest for Kamøyvær. Spesielt vanlig er de i de vestligste delene av dekket. Enkelte av gangene fører aluminiumrike mineraler som granat og kyanitt. Både de større og mindre granitter og ganger er dannet ved delvis oppsmelting i kontinentalskorpe (S-granitter) og har derfor et høyt innhold av  $Al_2O_3$ .

Den yngste magmatiske dypbergarten som er funnet i Magerøydekket er en *diabas gang* som har trengt inn parallelt med den nordvest sørøstgående forkastningen nordøst for Vannfjorden. Gangen som kan følges ca. 3.5 km langs forkastningen (fra 515797 til 490814), består av plagioklas, klinopyroxen og magnetitt. Den er bare svakt påvirket av metamorfose, og den er yngre enn D2 deformasjonen av Magerøydekket. Selv om alderen til diabasen er ukjent kan en mesozoisk–kenozoisk alder ikke utelukkes.

### Skarsvågdekket

Bergartene som finnes fra bunnen av Risfjorden øst for Skarsvåg og et par km sørvestover sentrale deler av Magerøy er ukjente fra andre steder på øya. Disse er rustfarget til grå, grovkrystallinsk turmalinrik granat-glimmerskifer som delvis er migmatittisk og lag med ren kvartsitt. Ifølge K. Kjærstved (pers. meddel. 1978) utgjør disse bergartene en egen tektonisk enhet, – Skarsvågdekket. Denne tolkning (referert av Andersen, 1981)

bygger på følgende: (1) Skarsvågdekkets bergarter er sterkt deformert mot grensen til de vanlige bergartene i Magerøydekket. (2) Skarsvågdekkets bergarter har en mer komplisert strukturell og metamorf historie enn den man finner i Magerøydekkets bergarter. (3) Bergartene i Skarsvågdekket er ukjent i lagfølgen i Magerøy Supergruppe.

Alderen på disse bergartene er ukjent, med det er mest sannsynlig at de har sin opprinnelse fra Kalakdekkekomplekset, og den andre del av Storelv skifergruppe er den bergartstypen innen dekkekomplekset bergartene i Skarsvågdekket har størst likhet med.

## Strukturgeologi

Som nevnt er lagfølgene i de tre hoved dekkeenheter sterkt forstyrret på grunn av kaledonske fjellkjedebevegelser, foldninger, forkastninger og overskyvninger. Denne deformasjonen foregikk på forskjellige tider i de tre dekkene (s. 3), og under moderat til høy temperatur og tildels høyt trykk. Sedimentene i lagfølgene ble under fjellkjedebevegelsene dratt flere kilometer ned i jordskorpen, hvor de ble deformert, oppvarmet og omdannet (metamorfosert).

I denne beskrivelse, og tidligere publiserte artikler, er det benyttet forkortelser som f.eks. D1, F1, F2, S2 osv. Disse viser til ulike deformasjonsfaser (D1, D2, osv.) og den derved dannede foliasjon eller skifriighet (S1, S2 ...) og samhörende folder (F1, F2 ...). Tallene viser til aldersforhold, f.eks. F1 er første foldefasen, F2 den andre foldefasen, osv.

I dette kapitlet har vi valgt å beskrive de tektoniske strukturer i Kalakdekkekomplekset, Magerøydekket og Skarsvågdekket hver for seg. Aldersrekkefølgen D1, D2 osv. gjelder for alle bergartene innen hvert dekke, – men den første deformasjon (D1) f.eks. i Kalakdekkekomplekset foregikk *ikke* på samme tid som D1 i Magerøydekket.

### *Kalakdekkekomplekset*

#### *Øyene i sørvest*

Bergartene i området har gjennomgått en høy regional omdannelse (metamorfose) og 2 gjennomgripende deformasjonsfaser under den Finnmarkiske orogenesisen (D1 og D2). Til tross for dette er det flere steder mulig å finne sedimentære

strukturer i de omkrystalliserte kvartsittene innen dette området. Det er disse strukturer som viser om lagene ligger rett vei opp eller er omsnudd som har gjort det mulig å sette opp en lagfølge (stratigrafi).

Den første Finnmarkiske deformasjonsfasen i dette området sees hovedsakelig som en sterk skifriighet som de fleste steder er tilnærmet parallell lagningen i de omkrystalliserte sedimentene. Enkelte steder kan en også iaktta mindre, tette til isoklinale F1 folder, men F1 folder i regional skala innen dette området er ikke funnet. Den først dannede skifriighet (S1) er de fleste steder delvis eller helt utvisket både av migmatittdannelse etter første deformasjon (D1), og på grunn av akseplanfoliasjonen (S2) til F2 foldene dannet under annen deformasjon. Denne foliasjonen deformerer lyse årer med oppsmeltet materiale (neosom) som ble dannet under den regionale migmatittiseringen som foregikk i perioden mellom D1 og D2. Aldersforholdet mellom slike årer, S2 skifriigheten og F2 folder viser at dannelsen av slike smelter også foregikk under tidlige deler av D2. De fleste foldene som kan iakttas i blotninger er F2 folder, og disse varierer i geometri fra isoklinale, intrafoliale folder til asymmetriske overbikkede strukturer. Man har påvist flere F2 folder av regional betydning. Den viktigste er Hjelmøy-synformen som er en stor liggende fold med foldeakse som stuper med svakt fall mot SSV. Denne folden har resultert i omsnudd (invertert) lagning i et stort område på sørlige del av Hjelmøy og på Havøy (Ramsay et al. 1979). Folder av samme alder sees ut fra kartbildet på Ingøy og Rolvsøy, hvor det er tydelig at disse har en sterkt ikke-sylindrisk form (Akselsen 1978).

Innen Kalakdekkekomplekset på Magerøy har en imidlertid enda mer kompliserte strukturer enn lengre vest; dette området er blitt påvirket av deformasjonen samtidig med innskyvningen av Magerøydekket under den Skandiske deformasjonsfase. Dette sees særlig innen enhet nr. 16 på kartet, i de mylonittiske bergartene under skyvekontakten, og også lengre vest på Magerøya hvor Finnmarkiske folder blir omfoldet av folder dannet under den Skandiske deformasjonsfase (Fig. 3).

#### *Nordkinnhalvøya*

Metasedimentene på Nordkinnhalvøya har gjennomgått en forholdsvis enkel omdannelses- og deformasjonshistorie. Foldestrukturene her hører til en og samme hoved deformasjonsfase, og



Fig. 20. Utsikt som viser en storskala antiklinal i tykkbåndet metasandstein med (til venstre) vekslende metasandstein og fyllitt i foldkjernen. Bildet er tatt like sør for kartbladgrensen ved ca. 224730; man ser mot NNV, og ryggen i bakgrunnen er like øst for Falkefjellet.

*A large-scale anticline in thick-bedded metasandstone with thinner bedded phyllite and metasandstone in the core of the fold (to the left). The photo is taken from just south of the map-sheet border (ca. 224730), looking NNW; the ridge in the background is just east of Falkefjellet.*

Fig. 21. F1 folder i båndet metasandstein og fyllitt. Foto mot nord ved Langstranda (388832). F1 folds in banded metasandstone and phyllite. Photo from Langstranda, looking north.



de kan gjenkjennes over hele halvøya. Omdannelsesgraden overstiger aldri øvre grønnskiferfacies. Dette er i markert motsetning til den sterke omdannelse og deformasjon man finner i Kalak-

dekkekompleksets bergarter lenger vest. Til gjengjeld er Nordkinnhalvøyas bergarter gjennomført av flere forkastninger enn bergartene på øyene i vest.



Fig. 22. Refraksjon av skifrihet (S1) fra metasandstein- til fyllittlag. Fra Langstranda (386832).  
Refraction of the S1 schistosity from metasandstone beds to phyllite beds. From Langstranda.

*Strukturer dannet under første deformasjon (D1).* Foldene som ble dannet under den første, og viktigste, deformasjonsfase (D1) er kjennetegnet ved store (Fig. 20), ganske åpne folder (F1) med nær vertikale akseplan. Dette går fram av profil B-B' og C-C'' på kartet.

I store trekk synes Nordkinnhalvøyas lagpakke å være deformert i symmetriske folder med stor bølgelengde og med NNØ-SSV akseretning. Ser en på de enkelte blotninger varierer derimot foldene fra symmetriske til usymmetriske, avhengig av hvor man befinner seg i forhold til en av de større foldestrukturer. Vanligvis er småfoldene noe usymmetriske og overblikket litt mot ØSØ, dvs. med et akseplan som faller steilt mot VNV, men på vestlige skjenkler av store folder, og særlig i tykkbåndete metasandsteiner, kan akseplanene til mindre folder faller mot ØSØ.

Foldestilen til F1-småfoldene er avhengig av i hvilken bergart de er dannet. I de tykke metasandsteinene er småfolder sjelden å iakttas, her

finnes for det meste svake til åpne bøyingsfolder. I enheten som består av metasandstein og fyllitt i vekslende forekommer derimot åpne og stedvis tette folder (Fig. 21). I fyllittformasjonene finnes overveiende småfolder med cm- til dm-bølgelengde. Akseretningen til F1-foldene innenfor kartbladets grenser varierer fra N-S til NNØ-SSV, med en stupning opp til ca. 15° mot NNØ. Stupningsvinkelen er imidlertid sjelden konstant, og stedvis finner man akser som stuper svaakt mot SSV.

Felles for alle F1-foldene er akseplanfoliasjonen. Denne er utviklet som en finkornet gjennomgripende skifrihet (S1) i de mer pelittiske bergarter, men viser en vifteform i sandsteinslagene, og det finnes mange fine eksempler på skifrihets refraksjon fra lag til lag (Fig. 22). Flere steder finnes tynne kvartsårer som ligger parallelt med akseplanfoliasjonen. I metasandstein-fyllitt enheten er disse kvartsårer best utviklet i sandsteinslagene. På foldeskjenkler kan kvartsårer dele lagene opp i begynnende boudineringer (pøseliggende) former.

#### *Strukturer dannet etter første deformasjon*

Foldestrukturer dannet senere enn de hyppige NNØ-SSV F1 folder er vanskelig å oppspore på Nordkinnhalvøya. De som finnes er begrenset til omdannede leirbergarter (fyllitt m.fl.) og er av uregelmessig opptreden.

Strukturene kan deles i to typer: (1) små krusfolder med tilhørende krus-kløv. (2) Små knekkfolder. Krusfoldene er av mm- til et par-tre cm størrelse, og har en akseretning mellom N-S og NØ-SV. Krus-kløven er vanligvis en lett synlig planstruktur med en moderat fallvinkel mot NV; hvor S1 faller steilt mot ØSØ faller krus-kløven i samme retning, men med mindre fall. I begge disse tilfeller har den "øvre" blokk forskjøvet seg nedover i forhold til den "nedre".

Knekk-foldene forekommer helst i isolerte 1-2 cm brede striper eller bånd (kink-bånd) i de fyllittiske lag. Disse lag står steilt med VNV-ØSØ til NV-SØ strøk.

Aldersrekkefølgen mellom disse to post-S1 tektoniske strukturer er hittil ikke klar, men p.g.a. den mer sprø karakter av kink-båndene er disse regnet som yngre enn krus-kløven.

#### *Forkastninger*

Forkastninger er tallrike og danner et viktig trekk i den geologiske utforming av Nordkinnhalvøya. Forkastningene har retninger både på tvers av og parallelt med akseplanene av de store F1 foldene.

De tverrgående forkastninger er steile normal-



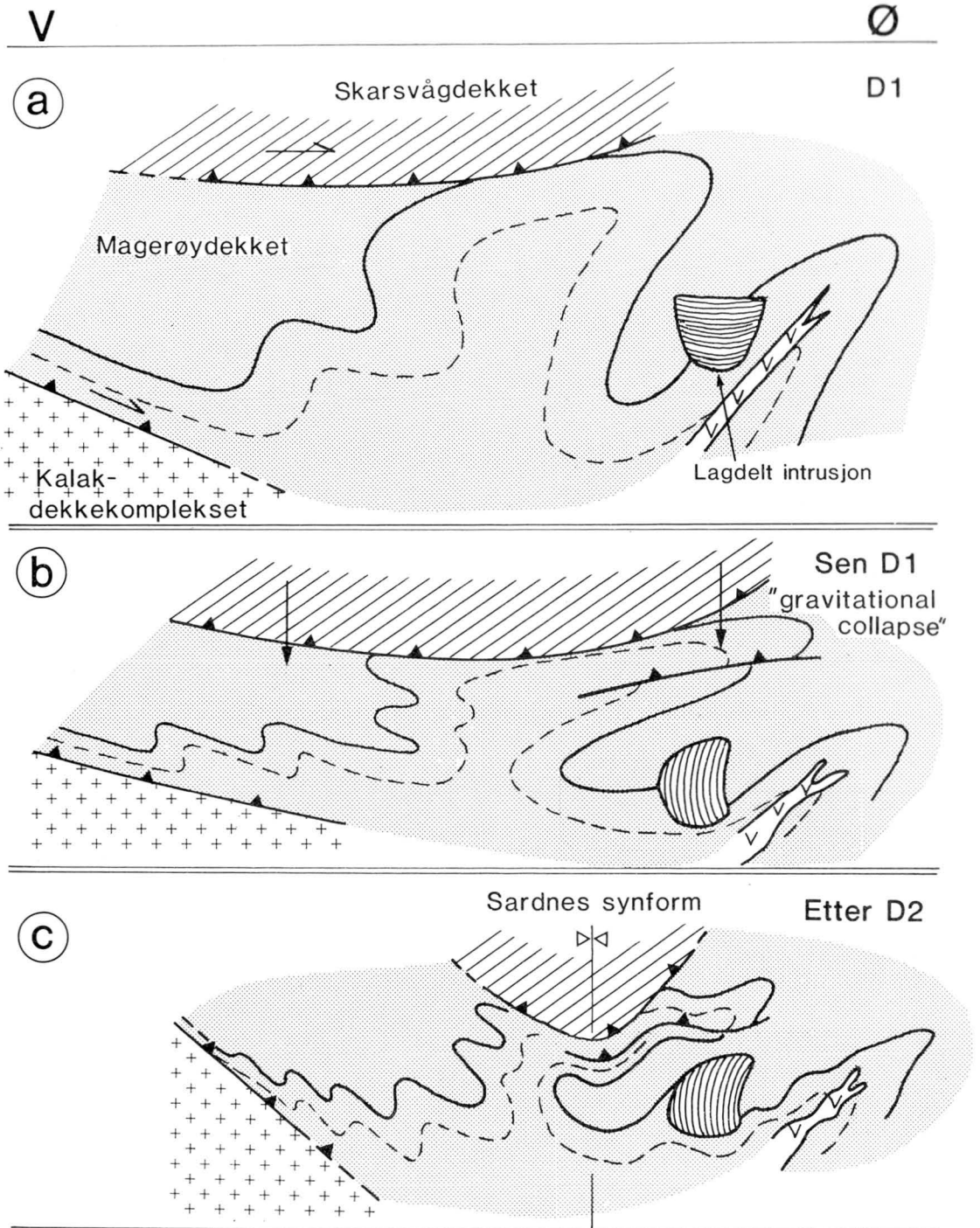


Fig. 23. Diagrammatisk Ø-V profil som viser den påtenkt strukturelle utviklingen av Magerøydekket og Skarsvågdekket og de interne foldene innenfor Magerøydekket under den skandiske orogenesisen. Se forøvrig nærmere forklaring i tekst, s 25.  
Diagrammatic E-W profile showing the structural development of the Magerøy and Skarsvåg Nappes, and the internal folding within the Magerøy Nappe during the Scandian orogenesis. For further explanation, see text p. 25.

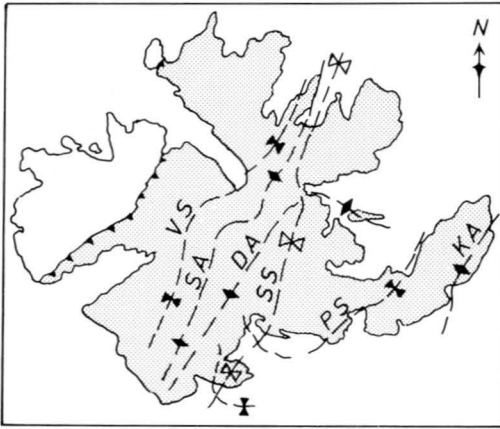


Fig. 24. Forenklet kart over Magerøy som viser akseplantraser til hovedfoldene innenfor Magerøydokumentet. Etter Andersen (1981, fig. 4). F1 folder: VS - Vannfjordsynklinalen, SA - Skarsvågantiklinalen, DA - Duksfjordantiklinalen, PS - Pollnesynklinalen, KA - Kjelvikantiklinalen. F2 fold: SS Sardnes-synformen.

*Simplified map of Magerøy showing the axial plane traces of the major folds within the Magerøy Nappe: after Andersen (1981, Fig. 4). F1 folds: VS - Vannfjorden Syncline, SA - Skarsvåg Anticline, DA - Duksfjord Anticline, PS - Pollneset Syncline, KA - Kjelvik Anticline. F2 fold: SS - Sardnes Synform.*

forkastninger som stryker i to hoved retninger: VNV-ØSØ og ca. Ø-V.

Forkastningene med retning omtrent parallelt med de steile akseplanene til F1-foldene, dvs. ca. NNØ-SSV, er både normal- og revers forkastninger. Noen av disse forkastninger skjærer med lav vinkel gradvis fra en skjenkel i en fold til skjenkelen i en annen. Knusning og brekksjering forekommer i varierende grad langs bruddflatene avhengig av bergartstypen som er forkastet. I metasandsteiner er brekksjesonen vanligvis opp til 3 m bred (i ett tilfelle opp til 25 m) mens andre bergartstyper er gjennomslått av tette sprekker parallelt med forkastningsplanet. Utfellinger av kvarts opptrer ganske hyppig langs disse forkastninger.

Aldersforhold mellom de tverrgående og akseplanparallele forkastningene synes å være klar. De som ligger parallelt med F1 akseplanene er de eldste idet de er forkastet av de yngre tverrgående bruddstrukturer. Dannelse av F1 foldene viser at jordskorpen ble sammenpresset i ØSØ-VNV retning, mens dannelsen av de etterfølgende normalforkastninger viser at jordskorpen deretter ble strukket i samme retning. Kvartsårer parallelt med S1-skiffrigheten er i all sannsynlighet dannet i denne tektonisk strekningsfasen.

## Magerøydokumentet

### D1 strukturer

Den strukturelle utvikling i Magerøydokumentet er beskrevet av Andersen (1981). Innskyvningen og strukturene i dekket er hovedsakelig et resultat av to deformasjonsfaser, D1 og D2. Bevegelsene langs skyvekontakten skjedde i løpet av første deformasjon, D1 (Ramsay & Sturt 1976).

Strukturgeologien i Magerøydokumentet domineres av store folder med amplityder på flere kilometer (Andersen 1981). Under første foldefase ble de sentrale deler av dekket foldet opp i en stor sopp-lignende struktur (Fig. 23) med en NNØ-SSV akse. De store F1 foldene øst og vest for denne aksene ble overfoldet i hver sin retning, slik at på østlige del av Magerøya er F1 foldene overfoldet mot sørøst, mens de på den vestlige del er overfoldet mot nordvest.

Tre store F1 folder utgjør hovedstrukturene på østlige del av Magerøya. Disse er fra øst mot vest Kjelvikantiklinalen, Pollnesetsynklinalen og Duksfjordantiklinalen (Fig. 24). Disse er tette liggende folder med en amplitude på 7-7,5 km og metasedimentene i undre sjenkel er derfor over store områder snudd opp-ned (viser invertert lagstilling).

F1 foldene på vestsiden av den sentrale kulminasjonen utgjøres av Skarsvågantiklinalen og Vannfjordsynklinalen. Disse to foldene utgjør et foldepar med overbikkede akseplan med en steiltstående felles kortsjenkel, som viser en intens foldning p.g.a. flattrykning under de senere deler av D1. Kortsjenkelen til disse foldene kan følges fra Vestfjorden sørvestover mot Vannfjorden.

Andersen (1981) antok at de store foldestrukturene på østlige Magerøy var utviklet med liggende akseplan allerede under tidlig D1, og før inntrengning av dypbergartene i Honningsvåg-komplekset. Nyere undersøkelser viser at disse foldene bare var noe overbikket, og ikke liggende, på det tidspunkt at dypbergartene ble dannet.

Forholdene mellom F1-foldenes akseplanfoliasjon (S1) og krus-kløven (S2) som ble dannet under D2 viser imidlertid at S1 skiffrigheten var sub-horizontalt i sørøstre del av Magerøy før D2 (Andersen 1981). Det er derfor sannsynlig at F1 foldene opprinnelig ble dannet som følge av en forkortning langs planet til lagningen i de sedimentære bergartene, og at foldene roterte etter inntrengningen av Honningsvågkompleksets bergarter slik at akseplanene ble liggende. Denne flattrykning og rotasjon førte til det steile fallet i lagningen i dypbergartene og foldenes liggende akseplan. Det er sannsynlig at dette er et resultat



Fig. 25. Tette, liggende F1 folder i lagdelt glimmerskifer og kalkstein fra Duksfjordformasjonen, ca. 1 km nord for Duken (679864).  
*Tight, recumbent F1 folds in mica schist and limestone from the Duksfjord Formation, ca. 1 km north of Duken.*



Fig. 26. Kraftig forskifrede lag av metagråvacke og glimmerskifer fra Juldagnesformasjonen. Deformasjon av denne typen karakteriserer langsjenkler av asymmetriske folder i den vestligste del av Magerøysdekket, og sonen like over basis av skyvedekket. Bildet fra Storkjeften ved utløpet av Tuffjorden.  
*Strongly deformed metagreywacke and phyllite of the Juldagnes Formation. Deformation of this type characterizes the long limbs of asymmetric folds in the western part of the Magerøy Nappe; and also in the zone immediately above the basal thrust. Photo from Storkjeften, Tuffjorden.*

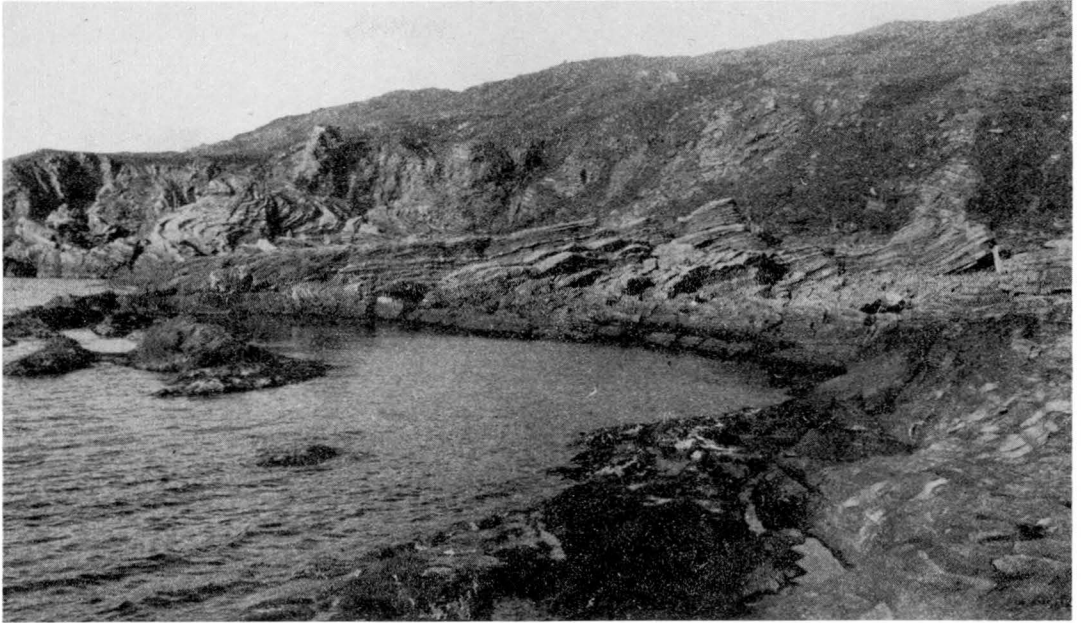


Fig. 27. Store liggende folder i metagråvacke og glimmerskifer fra Juldagnesformasjonen ved Kjerkeporten vest for Skarsvåg. Foldene vist på bildet er dannet i lukningen av en stor, regional fold. Foldenes form og orientering viser en høy grad av uregelmessighet, og dette er et resultat av kontinuerlig foldning og omfoldning under samme deformasjonsfase etter som den regionale folden gradvis ble tettere.

*Large recumbent folds in metagreywacke and mica schist of the Juldagnes Formation at Kjerkeporten, west of Skarsvåg. The folds in the picture occur in the closure of a large-scale regional fold. The irregularity in style and orientation of the folds is a result of continuous folding and refolding in one and the same deformation phase, during which the regional fold gradually became tighter.*

av nedpressing som følge av vektøkning ved tektonisk fortykkelse av dekket, og en modell for denne utvikling er vist i Fig. 23. F1 folder i blotningskala opptrer forholdsvis sjeldent i de østlige delene av øya. Foldene i dette området er oftest tette asymmetriske til isoklinale folder. I enkelte finbåndete bergarter er foldelukningene spissvinklede, nesten som i knekkfolder. Lengre vest, i områdene fra Duksfjorden–Kamøyvær og sørvestover er deformasjonen mer plastisk med tette F1 folder. Spesielt gjelder dette i tilknytning til marmorlagene i området (Fig. 25). I de vestlige deler av dekket er folder i blotningskala langt mer vanlig. De regionale foldene er preget av asymmetri, idet de bratte kortsjenklene er sterkt sammenfoldet mens langsjenklene derimot er kraftig utdradde (Fig. 26). Blotningene langs kysten i Vestfjorden fra Støvelneset (560910) rundt Mefjorden og området ved Kjerkeporten (568907) øst for Skarsvåg viser den kompliserte foldningen som er utviklet der hvor den regionale sampressningsretningen under sen-D1 var orientert omtrent langs planet til lagflatenes gjennomsnittlige orientering (Fig. 27).

Kystblotningene langs Tufjorden med sin ori-

entering rett vinklet i forhold til bergartenes strøk viser foldenes geometri med sterkt utdradde langsjenkler og intenst foldete kortsjenkler inn mot Magerøydekkets skyvekontakt. Deformasjonen øker mot kontakten slik at kortsjenklene viser stadig tettere foldning og langsjenklene til slutt nærmest er mylonittisk p.g.a. sterk strekning og utdragning parallelt med lagene. Tilsvarende deformasjonsmønster kan også iaktas i sør, ved Vannfjorden.

#### *Skyvesonen*

Magerøydekkets skyvekontakt mot Gjesvær migmatittkompleks kan følges fra Vannfjordnæringen til Tunes. Deformasjonssonen er kjenne-tegnet ved sterk flattrykking og strekning i en ØSØ–VNV retning. Deformasjonssonen er uvanlig bred, særlig i det underliggende migmatittkomplekset hvor deformasjonen forårsaket av bevegelsen langs kontakten kan påvises flere hundre meter under selve skyvekontakten (s. 8). Denne sonen er spesielt godt blotlagt på Tunes (mellom 478947 og 482957), og er beskrevet av Ramsay og Sturt (1976) (Fig. 5). Mineralogien av

bergartene i den tykke sonen med mylonittisk gneis, blastomylonitter og fyllonitter som er dannet fra Gjesvær migmatittene (enhet 16 i tegnforklaringen) viser at innskyvningen av dekket skjedde under trykk- og temperaturforhold som tilsvarer amfibolittfacies.

I blotningsskala og håndstykke viser blastomylonittene (i enhet 16) strukturer typiske for sterk deformasjon, men i tynnslip er denne strukturen delvis utvisket p.g.a. kraftig omkrystallisering i tidsrommet mellom D1 og D2.

### *D2 strukturer*

Deformasjonen under D2 førte til dannelsen av en stor F2 synform, Sardnessynformen (Curry 1975). Denne deformasjonsfasen (D2) fant sted under avtagende trykk- og temperaturforhold, maksimalt var metamorfose graden midtre i grønnskifer facies i Magerøysdekket. Sandnessynformen er en regional struktur som påvirker alle bergartene på Magerøy. Folden har i hovedsak et steiltstående akseplan, men enkelte steder langs akseplan-trasen er folden svakt overbikket mot sørøst. Foldeaksens retning er horisontal og orientert 010° til 020°, men stedvis forekommer avvik fra 045° til 350°. Disse lokale avvik er tilsynelatende et primært trekk, og ikke et resultat av omfolding etter D2. Flere store parasittfolder er utviklet på begge sjenklene av Sardnessynformen, særlig i den sørlige del av øya. I blotninger er mindre krus-kløvfolder vanlig, særlig i de glimmerrike bergartene innen Nordvåggruppen i de sentrale deler av øya. Omfolding av de store F1 foldene er særlig tydelig i Sardnes-området like sør for kartbladet hvor Pollnesetsynklinalen er omfoldet slik at den nå danner en antiformal. Krus-kløven utviklet i tilknytning til Sardnessynformen danner en storskala kløv-vifte med spissen opp (konvergerende kløv-vifte) (Andersen 1981).

### *Skarsvågdekket*

Grenseforholdene mellom Skarsvågdekket og Magerøysdekket er kort beskrevet på s. 20. Skarsvågdekkets bergarter er deformert i de samme deformasjonsfaser (D1 og D2) som er beskrevet fra Magerøysdekket. D1 strukturene av denne generasjonen deformerer imidlertid ikke en primær lagning i Skarsvågdekkets metasedimenter, men derimot en eldre metamorf foliasjon. Disse bergartene har følgelig gjennomgått en eldre deformasjon og metamorfose enn den som påvirker

Magerøysdekket, men der foreligger få detaljer om denne tidlige utviklingen i Skarsvågdekkets bergarter.

## Metamorfose

Som nevnt innledningsvis har bergartene innen kartbladet vært utsatt for flere faser med deformasjon og omkrystallisering (metamorfose). Kalakdekkekomplekset gjennomgikk sin hovedmetamorfose under fjellkjedefoldningen i overgangen mellom kambrium og ordovicium (Finnmarkisk fase), mens Magerøysdekkets metamorfose ble utviklet i sen silur til tidlig devonsk tid (Skandisk fase). Enkelte av de andre enhetene som Skarsvågdekkets og Kalakdekkets migmatitt-er i Gjesværområdet ble sterkt påvirket av metamorfose under begge periodene med fjellkjedefoldning, og har derfor en mer komplisert utviklingshistorie.

### *Kalakdekkekomplekset*

Bergartene i Kalakdekkekomplekset innen den sørvestre del av kartbladet har alle vært utsatt for metamorfose i amfibolitt facies. Der foreligger imidlertid ingen detaljerte studier av den metamorfe utviklingen i denne delen av kartbladet, og beskrivelsen vil være kort og av generell karakter. Dette gjelder også for Kalakdekkekomplekset på Nordkinn.

Et karakteristisk trekk ved Kalakdekkekompleksets bergarter i SV del av kartbladet er dannelsen av oppsmeltingsprodukter i bergarter med en kvarts-feltspatisk sammensetning. Denne til dels gjennomgripende migmatittiseringen viser at bergartene har blitt omdannet under høye trykk-temperaturforhold som tilsvarer øvre amfibolitt facies. På vestlige del av Magerøy, innen Gjesvær migmatittkompleks er det tydelig at migmatittdannelsen er eldre enn innskyvningen av Magerøysdekket (Ramsay & Sturt 1976, Andersen et al. 1982). Denne høy-grads regionalmetamorfosen er altså mest sannsynlig av tidlig-kaledonisk, Finnmarkisk alder. Tilsynelatende er migmatittdannelsen mere gjennomgripende i området Gjesvær-Måsøy-Hjelmsøy enn vest for Magerøy, men dette er antagelig mer en følge av bergartenes sammensetning enn spesielt høy metamorfosegrad i dette området. Dette vises i blotningsskala, f.eks. ved Elsejordsvann på Magerøya (434876) hvor kvartsittiske og kalksili-

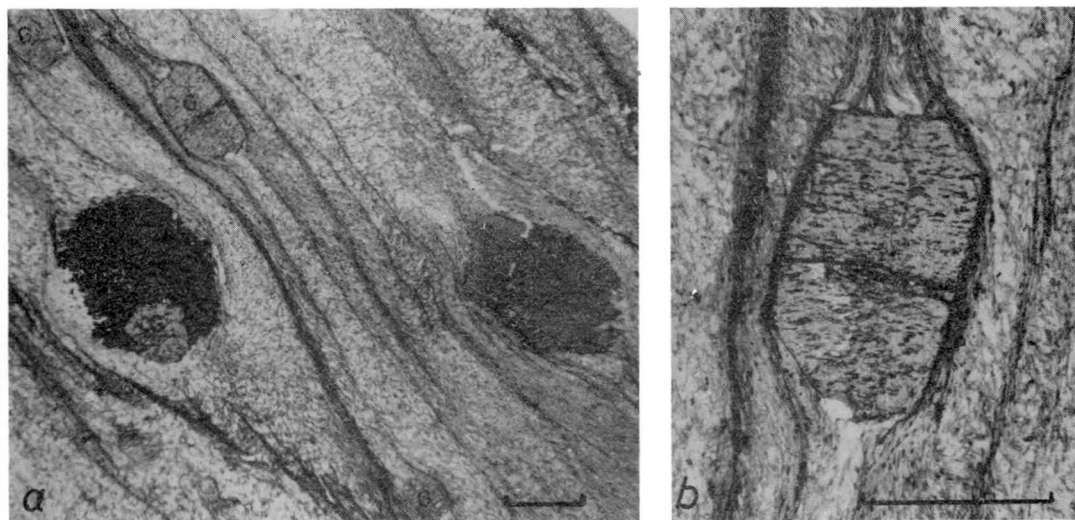


Fig. 28. Mikroskopbilder av tynnslip. (a) Porphyroblaster av granater (G) og biotitt i vekslede fyllitt og metasilstein. Den markert diagonal-orientert planstruktur som svinger rundt de store krystaller er en post-D1 kruskløv (s 23). Se for øvrig nærmere forklaring i teksten, s. 29. Fra ca. 236833, sørvest for Vesterbotnen. Plan-polarisert lys. Skalaen = 1 mm. (b) Utsnitt fra Fig. 27a; granat porphyroblast. Kruskløven er her orientert nesten loddrett. I grunnmassen mellom kløvflatene sees finkornet biotitt som danner S1-skifriheten; den er deformert av kruskløven. Granaten viser en nesten vannrett orientering av bittesmå korn av kvarts. Disse korn er rester av S1-skifriheten, dvs. mineraler som ikke var oppløst eller erstattet under krystallisasjon av granaten. Skalaen = 1 mm.

*Photomicrographs. (a) Porphyroblasts of garnet (G) and biotite in phyllite and metasilstone. The diagonal planar structure which swings around the large crystals is a post-D1 crenulation cleavage. For further explanation, see text p. 29. From southwest of Vesterbotnen (ca. 236833). Plane-polarised light. Bar-scale = 1 mm. (b) Enlargement from Fig. 27a; garnet porphyroblast. The fine-grained S1 schistosity of the groundmass is deformed by the near-vertical crenulation cleavage. In the garnet the inclusion fabric of microscopic quartz grains represents a relic of the S1 schistosity. Bar-scale = 1 mm.*

kat-holdige metasedimenter har unngått oppsmelting i motsetning til de omliggende, opprinnelig feltspatrike sandsteinene.

Der foreligger ingen systematiske studier av mineralogien i glimmerskiferne i dette området i sørvest som kan antyde en mer nøyaktig soneinndeling eller bestemmelse av trykk- og temperaturforhold under metamorfosen, men også innen disse bergartstypene forekommer det lag med migmatitt-dannelse som viser metamorfose i øvre amfibolitt facies.

Omdannelsesgraden for metasedimentene på Nordkinnhalvøya er lavere enn i bergartene i Kalakdekkekomplekset på øyene i vest. Mens omdannelsen stedvis har nådd øvre amfibolitt facies i vest, er den regionale metamorfosen på Nordkinn bare i øvre grønskifer facies. Bergartene viser godt bevarte primære strukturer i alle de sedimentære bergartene; til og med i fyllittene selv om disse vanligvis fører spredte små porphyroblaster av biotitt og granat.

Som nevnt tidligere (s. 23) er S1-skifriheten i bergartene dannet av en parallell orientering av

små biotitt- og muskovitt krystaller. Dette viser til en økende temperatur og trykk (maksimalt i midtre grønskifer facies) under dannelsen av F1-foldene. Mot slutten av denne deformasjonsfasen var temperatur- og trykkforholdene høyere og førte til øket vekst av noe større krystaller av biotitt og granat. Denne porphyroblastvekst i øvre grønskifer facies fortsatte inn i perioden som fulgte like etter at F1-foldene og S1-skifriheten var dannet.

I fyllitt fortsatte biotittveksten lengere enn granatveksten, idet velutviklede granater finnes inne i noen av biotitt-megakrystene (Fig. 28a), men aldri omvendt. Dette forhold mellom granat og biotitt er helt omvendt til hva det vanligvis finnes i omdannede bergarter, og kan antagelig fortolkes at granat-krystallisasjonen hadde begynt like før biotittporphyroblast-veksten.

Etter at granat- og biotittporphyroblastene var dannet avtok temperatur og trykk betraktelig. Dannelsen av kruskløven (s. 23) var tydeligvis senere enn porphyroblastdannelsen, fordi kløven svinger rundt disse mineraler (Fig. 28b) uten tegn

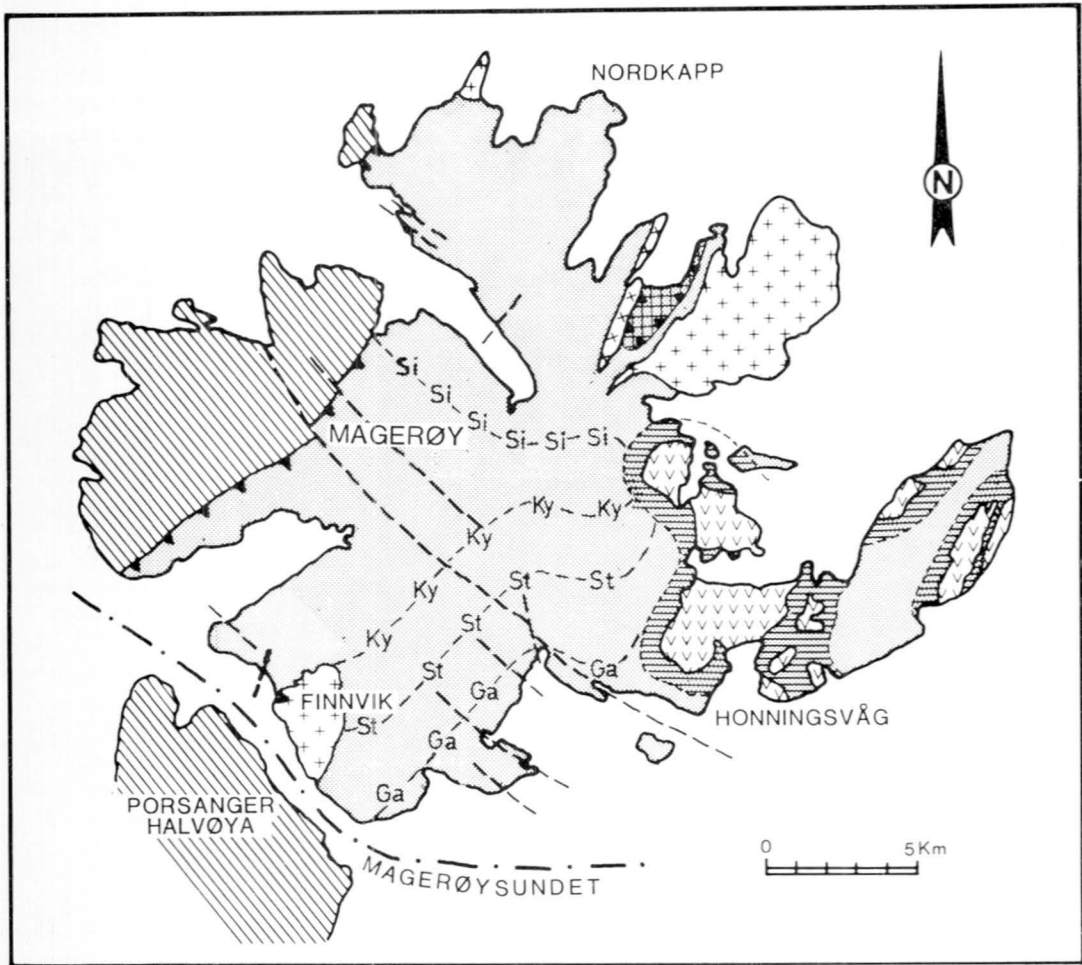


Fig. 29. Kart som viser fordeling av metamorfe isograder i Magerøydekket (etter Andersen 1984a).  
 Map showing the distribution of metamorphic isograds in the Magerøy Nappe (after Andersen 1984a).

til ny mineralvekst langs kløvflaten. Langs knekk-foldene og "kink-bånd" har det heller ikke vært noen ny mineralvekst, og disse er derfor bare resultat av mekanisk deformasjon under sprø forhold.

### *Magerøydekket*

Omdannelsen av bergartene innen kartbladet er særlig interessant på Magerøy innenfor Magerøydekket, fordi det er mulig å vise at bergartene er omdannet under gradvis økende trykk- og temperaturforhold fra midtre grønskifer facies i sørøst til øvre amfibolitt facies i nordvest (Curry 1975, Andersen 1979). Fra SØ til NV er følgende mineraler stabile i de forskjellige soner: biotitt, granat, staurolitt, kyanitt (disten) og sillimanitt. Denne metamorfe soneringen ble utviklet i perioden mellom D1 og D2 under den Skandiske orogene fasen i sen-silurisk til tidlig-devonsk tid (Andersen et al. 1982).

#### *Biotitt-sonen*

Mineralselskap som tilhører biotittsonen er utviklet i de sørøstlige delene av Magerøya som ligger tilstrekkelig langt unna størkningsbergartene slik at kontaktmetamorfosen fra disse ikke har påvirket bergartene merkbart. I et meget begrenset område mellom Kjelvik og Nordvågen (utenfor kartbladet i sør) har Curry (1975) også påvist en sone der stilpnomelan og lys glimmer forekommer sammen i omkrystalliserte leirskifre (664763). Dette mineralselskapet angir lav grønskiferfacies metamorfose, men det aktuelle området er ikke studert i detalj, og det er usikkert om disse mineralene er i likevekt med hverandre.

I de omdannede leirbergartene finnes ulike kombinasjoner av mineralene biotitt, lys glimmer, kloritt, kvarts og albitt. De kalkholdige bergartene inneholder to eller flere av mineralene kalkspat, kvarts, biotitt, epidot, klinozoisitt, aktinolit, albitt og noe lys glimmer. Alle disse mineralselskap er stabile i biotittsonen, og de ble dannet i tidsrommet mellom første og andre deformasjon (D1 og D2).

#### *Granatsonen*

Granatisogradene (som er den flate som skiller bergarter med og uten granat) (Fig. 29; fra Andersen 1984a) ble første gang beskrevet av Geul (1958) i området like vest for Skipsfjorden (585812). De omkrystalliserte leirskifrene i gra-

natsonen inneholder to eller flere av mineralene granat, biotitt, lys glimmer, kloritt, kvarts, albitt og aktinolitisk amfibol i likevekt med hverandre. Kloritoid, som er et karakteristisk mineral ved denne metamorfosegraden, er ikke påvist fra Magerøy. Granat og sannsynligvis også amfibol ble dannet etter D1 i granatsonen, men de øvrige mineralene var også stabile under senere deler av D1.

De kalkholdige bergartene har mineralselskap som stort sett tilsvarer biotittsonen, men aktinolitisk amfibol finnes flere steder enn i biotittsonen.

#### *Staurolittsonen*

Området hvor staurolitt er stabil er vist på Fig. 29. Ettersom kloritoid ikke er funnet i granatsonens bergarter på Magerøy er staurolitt (som her er relativt vanlig) sannsynligvis dannet av mineralene granat, kloritt og lys glimmer (Andersen 1979). De omkrystalliserte leirskifrene består av to eller flere av mineralene staurolitt, granat, muskovitt, biotitt, plagioklas ( $An_{20}$ ) og kvarts, og i enkelte tilfeller også blågrønn hornblende. De kalkholdige bergartene inneholder kalkspat, kvarts, plagioklas ( $An_{35}$ ) biotitt, blågrønn hornblende og i noen bergarter granat og/eller epidot.

I staurolittsonen har granat blitt dannet under første deformasjon (D1) og inneslutninger i granatkrystaller som har vokst samtidig (med deformasjonen) er svært vanlig (Fig. 30). Staurolitt opptrer i enkelte bergarter med velutviklede krystaller som er opp til 1,5 cm lange, mange steder sees også de velkjente korsformede tvillinger. I andre staurolitt-granatglimmerskifre finnes staurolitt bare som mikroskopiske krystaller. Fig. 31 viser typiske mineraler og deres struktur fra staurolittsonen, og mineralenes forhold til skiffrigheten dannet i de to deformasjoner (S1 og S2).

#### *Kyanitt- og sillimanittsonene*

Disse to sonene har temmelig likt mineralselskap, bortsett fra mineralene kyanitt og sillimanitt ( $Al_2SiO_5$  polymorfene). Kyanitt (disten) opptrer bare på vestlige del av Magerøy, sør for Tufjorden, mens sillimanitt finnes på nordlige og nordvestre del av øya (Fig. 29).

I glimmerskifrene finnes to eller flere av mineralene kyanitt, staurolitt, biotitt, muskovitt, plagioklas, kvarts, mens blågrønn hornblende opptrer i opprinnelig mer sandige bergarter. Metagråvakke, som er den vanligste bergartstype



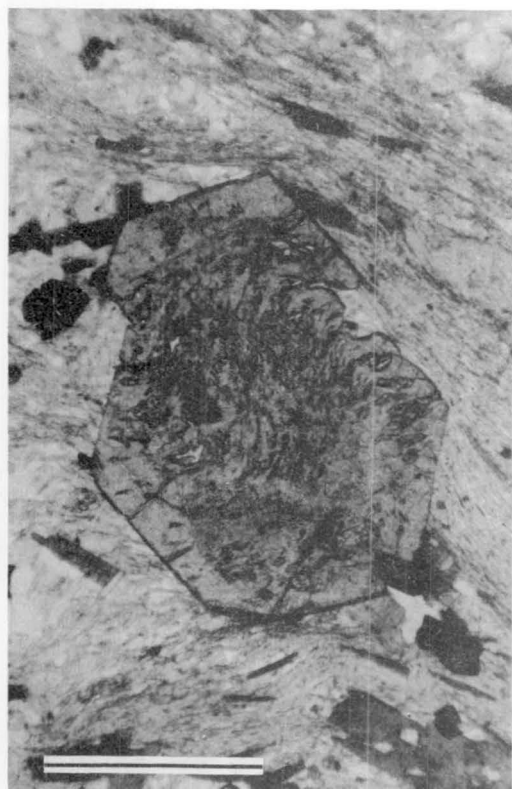


Fig. 30. Mikroskopfoto fra tynnslip av granat-staurolitt-glimmerskifer fra Sardnesformasjonen (517783). Granaten har vokst over en tidlig foliasjon samtidig som den har rotert, og dette gir opphav til det S-formete mønster av inneslutninger. Planpolarisert lys. Skalaen er 0,5 mm.

*Photomicrograph of garnet-staurolite-mica schist from the Sardnes Formation. The garnet grew across an early schistosity and simultaneously rotated; this led to the development of the S-shape pattern of the inclusions. Plane-polarised light. Bar-scale = 0.5 mm.*



Fig. 31. Mikroskopfoto fra tynnslip av granat-staurolitt-kyanittglimmerskifer fra Duksfjordformasjonen (575834). Bildet viser en staurolitt krystall (S) som delvis har blitt brutt ned ved økende metamorfose til kyanitt (K) og biotitt (B). Planpolarisert lys. Skalaen er 0,5 mm.

*Photomicrograph of garnet-staurolite-kyanite-mica schist from the Duksfjord Formation. The staurolite crystal (S) has been partly replaced by kyanite (K) and biotite (B) during progressive metamorphism. Plane-polarised light. Bar-scale = 1 mm.*

innen dette området, har de fleste steder inneholdt kalkspat og består derfor av to eller flere av mineralene kalkspat, kvarts, diopsid, skapolitt, blå-grønn hornblende, biotitt, plagioklas, titanitt og granat. Innholdet av plagioklas ( $An_{40}$ ) og hornblende avtar ettersom skapolitt og diopsid øker. Skapolitt opptrer også i bergarter som ikke fører diopsid ved Svartholet (474803) i bunnen av Vannfjorden.

Staurolitt er vanlig i glimmerskifrene i den østlige del av kyanittsonen og den sørlige del av sillimanittsonen, men mot vest og nord har staurolitt blitt brutt ned (Fig. 31).

Der er ikke utviklet migmatittiske bergarter i Magerøydekket. Det er imidlertid sannsynlig at den seneste delvise oppsmelting av Gjesvær-

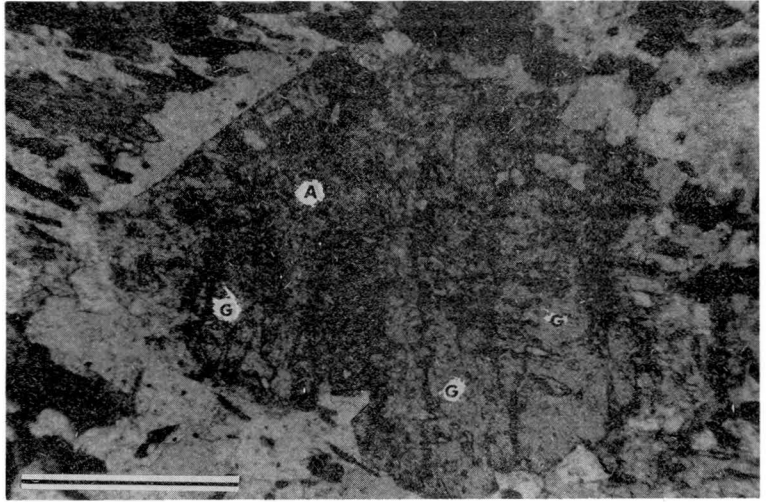
migmatitten fant sted under den Skandiske fjellkjedefasen (Andersen et al. 1982). Ganger av slike nydannede smelteprodukter har imidlertid ikke blitt sett å kutte gjennom blastomylonittene i skyvesonen under Magerøydekket.

#### Tilbakeskridende omdannelse

##### (Retrograd metamorfose)

Etter å ha blitt omdannet under høye trykktemperaturforhold under og like etter første deformasjon (D1) ble alle bergartene i Magerøydekket mer eller mindre omdannet under forhold tilsvarende lav til midtre grønskifer facies. Denne omkrystallisering skjedde samtidig med og etter annen deformasjon (D2) og førte til

Fig. 32. Mikroskopfoto som viser posttektonisk nedbrytning ved tilbakeskridende (retrograd) metamorfose av granat krystall til aggregater av kloritt og serisitt (A). Deler av granaten er bevart (G), og i disse områdene er inklusjonsmønstre også bevart. Granatglimmerskifer fra Sardnesformasjonen ved Magerøysundet, utenfor kartbladet i sør. Planpolarisert lys. Skalaen er 0.5 mm. *Photomicrograph showing the post-tectonic breakdown of garnet (under retrograde metamorphism) to aggregates of chlorite and sericite (A). Parts of the garnet as well as the internal inclusion pattern still remain (G). Garnet-mica schist of the Sardnes Formation, from Magerøysundet south of the map-area. Plane-polarised light. Bar-scale = 0.5 mm.*



nydannelse av mineralene glimmer, kloritt og aktinolit.

Granat krystaller dannet mellom D1 og D2 har de fleste steder under D2 blitt anrikt av Mn i randsonen (Andersen 1979, 1984a), stedvis er granatene erstattet (pseudomorfosert) av kloritt og glimmer. Etter D2 har det i enkelte områder, særlig i den sentrale del av øya, vært en betydelig vekst av kloritt (Fig. 32).

#### Skarsvågdekket

Lite er kjent om den tidlige metamorfose i Skarsvågdekket. Forøvrig har denne strukturelle enheten blitt påvirket av regional metamorfose i øvre amfibolitt facies sammen med Magerøydekket.

#### Fossiler

Fossiler er ikke beskrevet fra kartblad Nordkapp, men kjedekoraller og sjølljestilker er ifølge muntlig meddelelse (D.M. Ramsay & B.A. Sturt) funnet i et kalksteinslag i Duksfjordformasjonen på Magerøy.

Fra like sør for kartbladgrensen er det imidlertid beskrevet kjedekoraller, hornkoraller, brachiopoder (pentamerider) og sjølljestilker i kalksandsteiner og graptolitter (*Monograptus*) i skifer på sørøstkysten av Magerøy (Reitan 1960, Henningsmoen 1961, Føyn 1967). Disse fossiler indikerer en tidlig silur (Llandovery) alder.

I Juldagnesformasjonen er sporfossiler for-

holdsvis utbredt i den underste delen og omfatter *Chondrites*, *Protopalaeodictyon* og *Scolicia plana* (Andersen 1981, 1984b).

#### Radiometriske aldersbestemmelser

Bare én aldersbestemmelse er utført innenfor kartbladet, en Rb/Sr helbergart isokron på migmatitter fra vest-Magerøy. Prøvene samlet til denne bestemmelse var fra forholdsvis homogene migmatitter (migmatittiserte psammitter) fra Lille Nordøya like nord for tettstedet Gjesvær.

Disse prøver har gitt en isokron-alder på  $410 \pm 28$  mill. år med et uvanlig høyt initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  forhold av 0.7547 (Andersen et al. 1982). Alderen betegner antagelig homogeniseringen av Rb/Sr isotopene under den Skandiske regionalmetamorfose. Det høye initialforholdet peker på en lang skorpe-historie fra moderbergartene til disse migmatittene, og Andersen et al. (1982) har kalkulert en såkalt "modell alder" av ca. 1335 mill. år. Dette betyr at noen av grunnfjellsbergartene som forsynte erosjonsproduktene under sedimentasjon av Klubbenpsammitten antagelig var av denne alderen.

Finnvikgranitten like sørøst for Vannfjorden på Magerøy (sør for kartbladet) har gitt en Rb/Sr helbergarts isokron alder av  $411 \pm 7$  mill. år (i.f. 0.7116) (Andersen et al. 1982). Denne granitten har betydning for tidsfestelsen av den Skandiske deformasjonen fordi den trengte seg inn i Mager-

øydekkets sedimenter i tidsrommet mellom de to hoved deformasjonsfaser (D1 og D2), som nevnt tidligere (s. 20). Alderen  $411 \pm 7$  mill. år, som er betraktet som granittens intrusjonsalder, passer omtrent til grensen mellom de siluriske og devonske perioder. Begge isokroner er bygget på en nedbrytningskonstant på  $1,42 \times 10^{-11}$  for  $Rb^{87}$ .

Til slutt kan det nevnes at Curry (1975) siterer upublisert arbeid av Dr. Ian Pringle på de små granittkropper like vest for Kamøyvær. Hans foreløpige resultater viste en Rb/Sr alder av "sen silur til under devon" for denne granitten, som passer godt med bestemmelsen fra Finnvikgranitten.

## Økonomisk geologi

Landområdet som dekkes av kartblad Nordkapp har ikke vært, og er fortsatt ikke, en av landets mest ressursrike trakter sett fra et økonomisk-geologisk synspunkt. Ingen malm er hittil funnet, og potensialet i bergartene som opptrer her er minimalt. Heller ikke er det etablert noen steinbruddsdrift.

Tre forekomster er registrert i Bergarkivet, NGU: *pegmatitt* ved Tufjord på Rolvsøy, *kalk og kleber* ved Kjelvik på Magerøy, og *takskifer* (en skifrig gneis) ved Svartvik på Hjelmøy. Alle disse forekomster er ubetydelige.

*Kalkspatmarmoren* ved Duksfjord på Magerøy ble i 1977 undersøkt, prøvetatt og analysert (Mikalsen 1978a). Resultatene viste at marmoren er relativt ren; den er ubrukbar som bygningsstein på grunn av sin dypforvitrede beskaffenhet, men den kunne eventuelt benyttes til f.eks. jordforbedringsmiddel. Marmoren har arealmessig stor utbredelse, og skulle kunne gi forholdsvis stor tonnasje. Også på Magerøy ble to *kvartsittforekomster* og en forekomst med *hydrotermalkvarts* undersøkt (Mikalsen 1978b). Bare den sistnevnte (ved 578840) viste seg å være anvendelig for industrielle formål, selv om tonnasjene er alt for små til at den kan la seg utnytte økonomisk.

På Nordkinnhalvøya vest for Skjøtningberg er *kvartsitten* (nr. 20 på tegnforklaringen) prøvetatt og analysert med følgende resultat:  $SiO_2$  98,71%,  $Al_2O_3$  0,53%,  $Fe_2O_3$  0,14%,  $CaO$  0,02%. Dette kan regnes som en potensiell forekomst av kvarts som råstoff til ferrosilisium.

Bergartene som kanskje mest kan betraktes som en potensiell kilde for malm eller mineralutnyttelse er de gabbroiske og ultramafiske bergarter på Magerøy. I de lagdelte olivingabbroer har

Curry (1975) beskrevet opptreden av kromitt, ilmenitt, magnetitt, pentlanditt og pyrrhotitt, men disse mineraler er hittil funnet bare i små mengder.

## Geofysikk

NGU har i de siste 20–25 år gjort omfattende *aeromagnetiske* målinger i Norge som et ledd i den systematiske geologiske kartlegging av landet. Hele kartblad "Nordkapp" er dekket av slike målinger, selv om bare den sørligste delen hittil er publisert som et fargetrykt 1:250 000 magnetisk kart med 100 gamma konturavstand (NGU 1972). Havområdet innenfor kartbladet ble flymålt i 1970, og en forenklet versjon av resultatet er framstilt i Fig. 33, hvor også den publiserte sørligste delen er tatt med.

Nesten alle magnetiske anomalier stammer fra opptreden av magnetitt i bergartene. Ut fra erfaring med aeromagnetiske undersøkelser andre steder i Finnmark er det kommet fram at de viktigste kilder til anomaliene vil være magnetiske kropper i det prekambriske grunnfjellet og noen av de kaledonske mafiske bergarter. I området dekket av kartblad Nordkapp er anomali-bildet preget av brede, forholdsvis svake anomalier (Fig. 33), noe som tyder på relativt dype kilder. Hvis vi, i dette tilfelle, har med prekambriske kildebergarter å gjøre, passer dette godt overens med beregninger utført av Åm (1975) i Barentshavet, som har vist at dybden ned til den magnetiske grunnfjellsoverflaten innenfor kartbladet øker nord- til nordøstover. Like nordvest for Nordkinnhalvøya finner man et lite felt med over 7 km av ikkemagnetiske sedimentære dekkebergarter, og en svak NV-SØ grunnfjellsrygg som tilgrenser dette mot nordøst (Fig. 34). Videre mot nordøst øker sediment tykkelse opp mot 10–11 km i det nordøstligste hjørnet av kartbladet.

Den eneste skarpe anomali med ganske bratte flanker innenfor kartbladet finnes på øst-Magerøy ved Kamøyvær (Fig. 33; også NGU 1972). Slike anomalytyper tyder på grunne årsaker, dvs. bergarter enten blottet eller like under overflaten. I dette tilfelle faller anomalien over den nordvestlige delen av gabbrokomplekset, og derfor indikerer en sammenheng mellom den magnetiske signaturen og de utbredte blottede dypbergarter. Dette er bekreftet av gravimetriske undersøkelser, omtalt i de følgende avsnitt.

Vår kjennskap til bergartenes *gravimetriske*

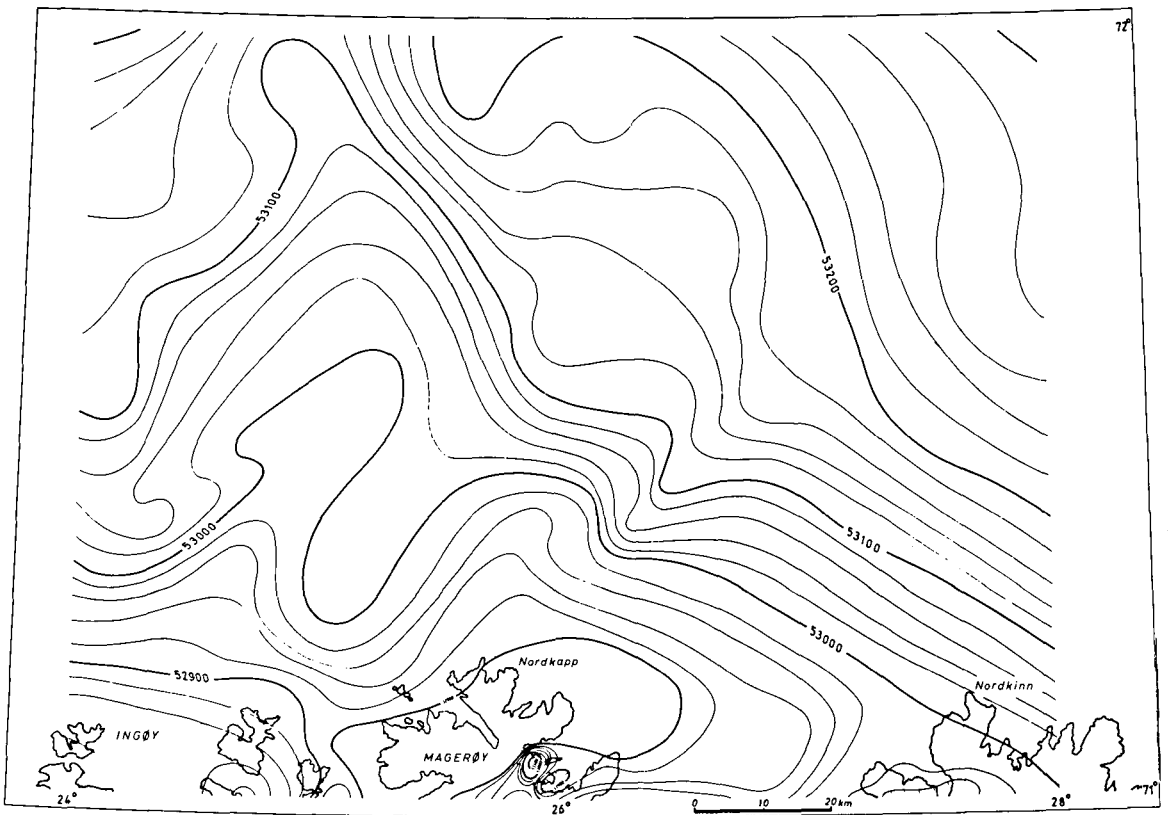
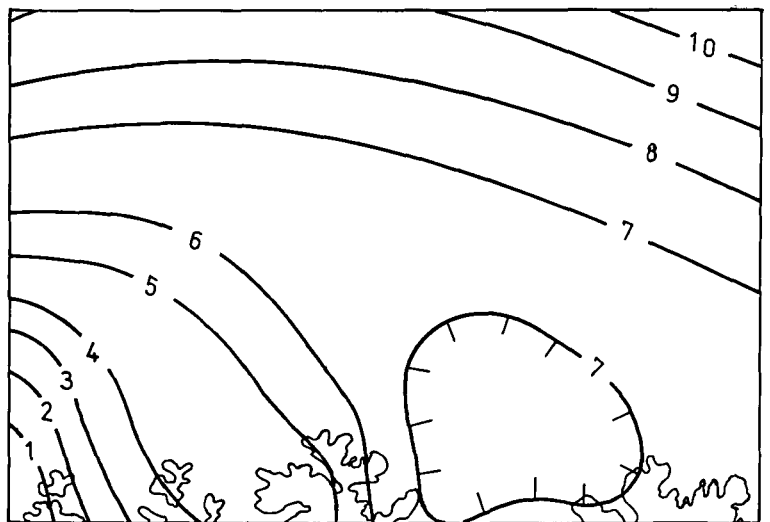


Fig. 33. Aeromagnetisk kart over havområdet innenfor kartblad Nordkapp. Målinger er gjort av NGU i 1970; flyhøyde 500 m o.h. Aeromagnetic map of the sea-area within map-sheet Nordkapp. The measurements were carried out by NGU in 1970; flight altitude 500 m a.s.l.

Fig. 34. Kart som viser koter (km dybde under havflaten) til den magnetiske grunnfjellsflaten, antagelig overflaten til det prekambriske Baltiske skjold. Kartet er et utsnitt fra Fig. 17 i Åm (1975). Map showing the generalized contours (km below sea-level) of the magnetic basement surface, probably the top of the crystalline Precambrian Baltic Shield. The map is a part of Fig. 17 in Åm (1975).



egenskaper innenfor kartbladets landområde skyldes hovedsakelig arbeidet til Lønne (1972) og Lønne & Sellevoll (1975) på Magerøy. I nyere tid

har Norges geografiske oppmåling (1979) gitt ut gravimetriske Bouguer-anomalikart i målestokk 1:250 000 for Finnmark, og ganske nylig har

NGU presentert to Bougueranomali kart i farger som er framstilt ved bruk av EDB-programmer og en Fargerasterplotter (Sindre et al. 1984). Disse kart dekker Finnmark og deler av Troms og nærliggende havområde, målestokk 1:1 million, og Finnmarksvidda på 1:250 000 skala.

Variasjoner i tyngdefeltet på Magerøy utarbeidet i undersøkelsen til Lønne (1972) resulterte i framstillingen av et Bougueranomali kart. Disse anomalier skyldes egenvektskontraster i berggrunnen, og de gir viktige opplysninger om geologien. Den mest fremtredende anomali er en positiv "residual" tyngdeanomali av ca. 25 mgal lokalisert på sørsiden av Komagværhalvøya over gabbrokomplekset. Beregninger av gabbromassivets form og utbredelse mot dyppet utført av Lønne (1972) og Lønne & Sellevoll (1975) har vist at kompleksets nordvestgrense faller ca. 45-50° mot nordvest og at røttene til kompleksset ligger på en dybde av mer enn 6 km under Komagværhalvøya (Fig. 35).

Undersøkelser og beregninger av Finnvikgranitten, som gir en negativ anomali på 8 mgal, har gitt konklusjonen at granittkroppen faller ca. 50° mot østsørøst ned til en dybde av over 4 km (Lønne & Sellevoll 1975). Bare en forholdsvis liten del av massivet er derfor blottet. I motsetning til Finnvikgranitten viser Opnangranitten et lite tyngdefelt (Lønne & Sellevoll 1975). Geologiske undersøkelser har vist at denne granittkroppen har form av et tynt flak (s. 20 og Fig. 35).

Det 1:1 million Bougueranomali fargestrykte kart over havområdet nordvest for Finnmark (Sindre et al. 1984) viser en markert og NØ-SV-elongert positiv anomali som kommer inn på den vestlige delen av kartblad Nordkapp ved ca. 71°20'N. En mulighet er at anomalien kan gjenspeile opptreden av mafiske dypbergarter i de kaledonske dekkebergarter.

## Geologien på kontinentalsokkelen

Omtrent ni-tiendedeler av arealet som dekkes av kartblad Nordkapp er havområde, og dette store området som omfatter en viktig del av kontinentalsokkelen, fortjener en kort generell beskrivelse av geologien. På det tidspunkt da sammenstillingen av kartblad Nordkapp ble utført, var det dessverre ingenting offentlig tilgjengelig om sokkelgeologien som kunne trykkes på kartbladets havområde.

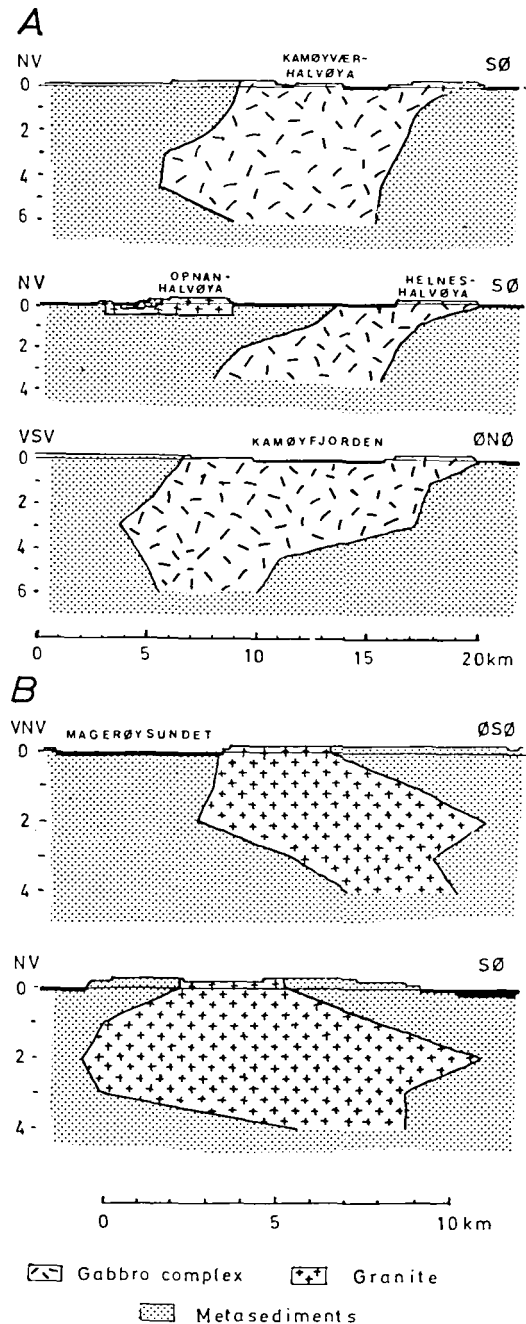


Fig. 35. Beregnet form og utstrekning av (a) gabbrokomplekset på Komagværhalvøya (tre profiler); (b) Finnvikgranitten (to profiler). I den andre profil i (a) har Opnangranitten kommet med. Profilene er tatt fra figurer 7 og 8 til Lønne & Sellevoll (1975).

Calculated form and extent of (a) the gabbro complex on the Komagvær Peninsula (three profiles), and (b) the Finnvik granite (two profiles). The Opnang granite is included in the second profile in (a). The profiles are taken and partly redrawn from Lønne & Sellevoll (1975).

Fra et petroleumsgeologisk synspunkt har dette grunne kontinentalsokkelområdet vakt stor interesse med tanke på mulige forekomster av olje og gass. Fram til 1980 var geofysiske undersøkelser vårt eneste hjelpemiddel i forsøket på å finne ut hva sedimentpakken består av, og om dybden til grunnfjellet. Aeromagnetiske og gravimetrisk kart er nevnt tidligere (s. 34), men i tillegg finnes refraksjon- og refleksjon-seismiske undersøkelser (Eldholm & Ewing 1971, Sundvor 1974, Eldholm & Talwani 1977, Hinz & Schlüter 1978). Disse seismiske undersøkelsene, utført fra skip langs visse profiler, er meget verdifulle idet de gir opplysninger om sedimentenes mektighet og indirekte om deres mulige alder. Strukturgeologiske trekk som forkastningssystemer, strukturelle høyder og sedimentære bassenger hvor det kan være aktuelt å finne hydrokarboner kan også kartlegges. Imidlertid er boringer nødvendige for å slå fast bergartenes eksakte alder og hvilken type av sediment som er tilstede. Den første brønnen i det sørvestlige Barentshavet ble boret i 1980, og ved utgangen av 1983 var 13 brønner avsluttet (R. Gabrielsen, pers. meddel. 1984). I det følgende vil vi bare gi en kort redegjørelse for de geologiske data som er gjort kjent fra disse undersøkelser, sammen med et utvalg av litteraturen.

Den sørvestlige delen av Barentshavet som tildels faller innenfor kartbladet Nordkapp, har en sedimentpakke som i alder går fra senpaleozoisk til kenozoisk tid (Faleide & Gudlaugsson 1981, Rønnevik 1981, Rønnevik et al. 1982, Faleide et al. 1984, Gabrielsen 1984, Gabrielsen et al. 1984). Deretter ble disse sedimentene dekket av en sekvens av kvartære avleiringer. Sedimentasjon har foregått mer eller mindre kontinuerlig fra sen-devon (ca. 370 mill år tilbake) dvs. fra straks etter dannelsen av den kaledonske fjellkjede, til tidligtertiær (ca. 60 mill år tilbake).

I den tektonisk urolige perioden fra sen-devon til tidlig-karbon ble det avsatt klastiske sedimenter av ujevn mektighet i NØ-SV orienterte, forkastningsbegrensede bassenger (grabenstrukturer), med en karbonatsokkel i nord, langt fra den sørlige landmasse. Mot slutten av undre karbon var bunnen av Barentshavet jevnet ut av de klastiske avsetninger (Rønnevik et al. 1982).

Perioden fra mellom-karbon til tidlig-perm var tektonisk rolig, og de seismiske profiler tyder på en lagfølge bestående av karbonat- og evaporitt-bergarter. Deretter fulgte i sen-permisk til tidlig-triassisk tid klastisk sedimentasjon fra et opphevet landområde i sør og øst. Trias-jura tiden var preget av en gradvis transgresjon (oversvømmelse) av havet fra nord, og i sen-jura var

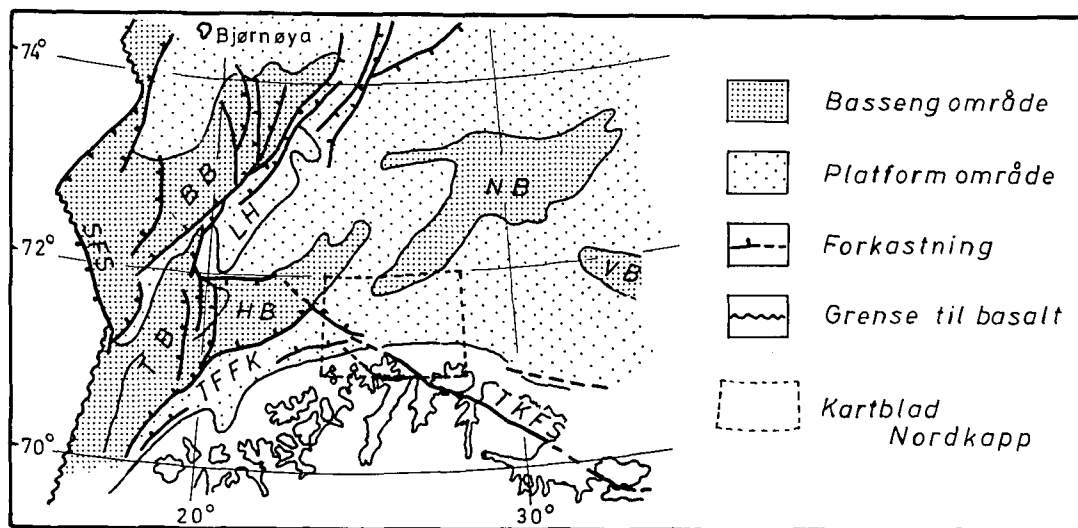


Fig. 36. Hovedstrukturelementer i det sørvestlige Barentshavet, med hovedforkastningene (hakkede linjer). Området dekket av kartblad Nordkapp er inntegnet. Etter Gabrielsen (1984). N.B. - Nordkappbasseng. H.B. - Hammerfestbasseng. V.B. - Varangerbasseng. B.B. - Bjørnøybasseng. T.B. - Tromsøbasseng. L.H. - Loppahøyde. TFFK - Troms-Finnmark forkastningkompleks. TKFS - Trollfjord-Komagelv forkastningssone. SFS - Senja forkastningssone.

Main structural elements in the southwestern Barents Sea, showing the major faults (ticked lines). The area covered by the 1:250,000 map-sheet Nordkapp is indicated. From Gabrielsen (1984). N.B. - Nordkapp Basin. H.B. - Hammerfest Basin. V.B. - Varanger Basin. B.B. - Bjørnøy Basin. T.B. - Tromsø Basin. L.H. - Loppa High. TFFK - Troms-Finnmark Fault Complex. TKFS - Trollfjord-Komagelv Fault Zone. SFS - Senja Fracture Zone.

nesten hele bunnen av det sørlige Barentshavet dekket av mørke leirsedimenter.

Etter en tektonisk (forkastnings) fase i sen-jura til tidlig-kritt var resten av krittperioden dominert av grunthavssedimentasjon i østlige områder, mens et landområde i øst forsynte kontinentalsokkelranden i vest med sedimenter i tertiær tid (Rønnevik 1981, Gabrielsen et al. 1984).

Ut fra sedimentenes tykkelse og forkastningene kan to store sedimentære bassenger defineres innenfor og like utenfor kartbladet Nordkapp (Fig. 36); Nordkappbassenget i nordøst og Hammerfestbassenget i vest (Gabrielsen et al. 1984).

Nordkappbassenget er en asymmetrisk, NØ-SV strykende grabenstruktur, som var velutviklet allerede i sen-devon til tidlig-karbon. Bassenget, som har en utstrekning på over 300 km og en bredde av ca. 75 km, er kjennetegnet av en lav gravimetrisk anomali og av saltdom-strukturer dannet i mesozoisk og tertiær tid (Faleide et al. 1984).

Hammerfestbassenget viser også en generell NØ-SV akseretning, og har en tilsvarende lav gravimetrisk anomali. Bassenget er noe yngre enn Nordkappbassenget, idet hovedinnsynkningen begynte i mellom-jura tid, selv om de sørøstlige begrensende forkastninger tilhørende Troms--Finnmark forkastningskomplekset kan ha vært aktivert allerede i sen-paleozoisk tid (Gabrielsen 1984, Gabrielsen et al. 1984). I motsetning til Nordkappbassenget har ikke Hammerfestbassenget noen saltdomstrukturer, men bassenget som helhet er preget av en sentral, avlang domstruktur.

Hammerfestbassenget er kuttet av en NV-SØ forkastning (Fig. 36) som ser ut til å svare til en forlengelse (Gabrielsen 1984) av Trollfjord-Komagelv forkastningssonen (Siedlecka & Siedlecki 1967), som er en viktig bruddstruktur i Øst-Finnmark og særlig på Varangerhalvøya (Siedlecka 1975). Denne forkastningssonen er opprinnelig av sen-prekambrisk alder (Kjode et al. 1978), men er antydnet å ha vært i periodisk bevegelse inn i mesozoisk-kenozoisk tid (Roberts 1972). Noen av VNV-ØSØ forkastningene på Nordkinnhalvøya, og kanskje også på Magerøy kan derfor være av slik alder, eller noe av bevegelsene kunne ha skjedd i denne tid langs opprinnelig eldre forkastninger.

## Ekskursjonsfører

Tolv ekskursjonslokaliteter er kort beskrevet her, 6 på Magerøy og 6 på Nordkinnhalvøya (Fig. 37). Lokalitetene er valgt ut først og fremst m.h.t. tilgjengelighet og for å vise forskjellige bergartstyper og strukturer. Alle stoppene er enten langs bilveiene eller innen ca. 1 km fra vei over lett gangbart terreng. Av hensyn til turisme på Magerøy er to av stoppene lagt til henholdsvis Kjerkeporten og Nordkapp-plataet.

### Magerøy

De 6 ekskursjonslokaliteter som foreslås er alle innenfor Magerøydekkets bergarter mellom Honningsvåg og Nordkapp. De som ønsker å studere Kalakdekkekompleksets bergarter på Magerøy vil finne gode blotninger i veiskjæringer langs fylkesveien i nærheten av Gjesvær.

1. *Stornakken* (ca. 610797). Veiskjæringer på sørsiden av Skipsfjorden. Steiltstående lagdeling i gabbroisk bergart (allivalitt) som tilhører dypbergartene i Honningsvågkomplekset. Ved veiskjæringene får man et profil normalt på lagdelingen gjennom store deler av Honningsvågkomplekset. I tillegg til den vanlige kumulat-lagningen har man også større sykliske vekslinger mellom mafiske og ultramafiske enheter, der man gjentatte ganger får en overgang fra peridotitt til allivalitt til eucritt.
2. *Riksveien nær Trollholmen* (595797). Vestsiden av Skipsfjorden. Grensen mellom dypbergartene i Honningsvågkomplekset og lagdelte, omkrystalliserte gråvakter og leirskifre tilhørende Juldagnesformasjonen. Langs selve kontakten som er blottet i veiskjæringen like ved en hytte er metasedimentene delvis oppsmeltet, og det er dannet en breksje med kantede blokker av sedimenter i den størknete smelten. Metasedimentene er harde og flintaktige pga. omkrystallisering ved kontaktmetamorfose, og er typiske hornfelter. Langs veiprofilen nordover mot campingplassen sees godt lagdelte omkrystalliserte gråvakte- og leirskiferlag i veksling. Primære sedimentære strukturer som grade-ring, parallell laminasjon og riflekrysslaminasjon er bevart enkelte steder, og viser at opprinnelig opp i sedimentene er mot øst.

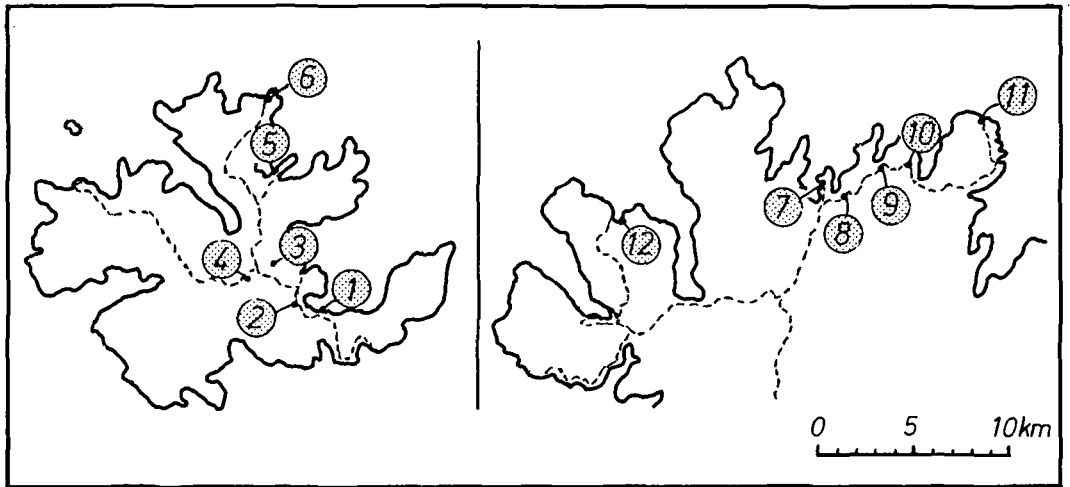


Fig. 37. Ekskursjonslokalteter på Magerøy og Nordkinnhalvøya.  
Excursion localities on Magerøy and Nordkinnhalvøya.

3. *Reinsamlingsplass VNV for Fisketind* (573831). Ca. 1 km nord for Nordkappveien. Atkomst til lokaliteten ved å gå nordover fra riksveien i lett gangbart terreng i bunnen av lav åpen dal. Langs en liten 2 til 3 m høy skrent ved 220 m høydekurven ved overnevnte grid-referanse er der godt blotlagt vekslende lag av kalkspatmarmor og granat-staurolitt-kyanitt-glimmerskifer som tilhører Duksfjordformasjonen. Kyanitt er vanskelig å se i håndstykke, men granat og staurolitt krystaller er vanlige. Staurolitt-krystallene ved denne lokaliteten er velutviklede med god krystallform, og opp til 2 cm langs lengste akse. Kors-tvillinger er vanlig. Dette området viser de typiske bergartstypene i Duksfjordformasjonen med omkrystalliserte leirskifre, kalksteiner, kalkholdige siltsteiner og også en linse av ren kvartsitt. Denne danner en iøynefallende lys bergart like vest for overnevnte grid-referanse. I nord mot Duksfjorden sees også fjellet Dukken med sin karakteristiske lyse kalkspatmarmor.
4. *Like sørvest for veikrysset Nordkappveien--Gjesværveien* (557823). Lav rygg. I denne lokaliteten er der blotlagt lagdelte konglomerat og sandsteinslag som tilhører Sardnesformasjonen innen Nordvåggruppen. Lagene kan følges flere hundre meter langs strøket på begge sider av Gjesværveien. Konglomeratbollene er kraftig deformerte,

spesielt kalkstein og skifer/sandsteinsboller mens kvartsitt og årekvarts boller er mindre deformerte.

5. *Kjerkeporten, Vestfjorden* (567906). Vest for Skarsvåg. Atkomst til lokaliteten ved sti like nord for Storvatn fra veien mot Skarsvåg. Kjerkeporten er en karakteristisk fjellformasjon med uterodert hull igjennom. Ved Kjerkeporten består berggrunnen av meget godt blotlagt metamorfoserte gråvakter og glimmerskifre i veksling, og disse tilhører Juldagnesformasjonen. Foldene i dette området har en meget komplisert geometri. Folder av tilsynelatende flere generasjoner er dannet ved kontinuerlig foldning og omfoldning under samme deformasjonsfase. En stor, liggende fold med amplitude på flere titalls meter kan studeres ved å se mot nord fra et punkt ca. 100 m langs kysten sør for Kjerkeporten (se også Fig. 27). Mot nord på vestsiden av fjorden sees Nordkapp med det karakteristiske Hornet.
6. *Nordkapp*. Bergartene under Nordkapp-platået består av metamorfoserte gråvakter og glimmerskifre tilhørende Juldagnesformasjonen. Oppe på selve platået er der få gode blotninger, men lagdelingen og den intense foldningen av denne sees i de stupbratte sidene, og kan også studeres ved å gå et stykke ned den gamle turistveien til Hornvika. Mot vest sees Knivskjelodden som



består av en lys granitt. Det karakteristiske neset som dannes av Knivskjeloddgranitten strekker seg ca. 1,5 km lengre mot nord enn selve Nordkapp-platået.

### *Nordkinnhalvøya*

Med ett unntak er stoppene lagt langs eller like i nærheten av riksvei 888 (Fig. 37). Den siste lokaliteten er ved det ubebodde fiskevær og gamle hvalfangststasjon Skjøtningberg. I tillegg til disse spesielle lokaliteter finnes det mange gode veiskjæringer og kystblotninger på flere steder på Nordkinnhalvøya hvor både sedimentære og tektoniske strukturer kan studeres.

#### 7. *Like nordvest for Mehamn sentrum* (304826).

Langs kysten; også mot Hamneset-området. Tynn- til middelsbåndet metasandstein og fyllitt i veksling (Fig. 12). Grå eller brunlig grå metasandstein og mørk grå fyllitt med bittesmå porfyroblaster av granat og biotitt. Dette er en litologi med utpreget banding som ser ut som en kystfjern turbidittisk enhet. Det finnes imidlertid noen grå-hvite til hvite mer kvartsittiske metasandsteinslag opp til 80 cm tykke. Deler av disse sandsteiner fører konkresjoner eller utfelling av brun karbonat, og kan være rik på granat. Kryss-sjiktning er også godt synlig i disse tykkere lag. I de tynnere, grå metasandsteinslag finnes sedimentære strukturer som gradert lagning, små ball-og-pute strukturer, senkningsstrukturer og klastiske ganger. Strøm-retningen målt fra avlange groper på bunnen av noen sandsteinslag er mot nordøst. Bergarten viser en velutviklet S1 skifrig- het i fyllittlag som er steilere enn lagdelingen.

#### 8. *Riksveien ca. 2 km øst for Mehamn* (325817).

Veiskjæring langs østsiden av veien (Fig. 10b). Massiv, tykkbåndet, lysgrå/hvit arkosisk metasandstein med vakre eksemplarer på kryss-sjiktning. Skrålag i noen av lagene er sterkt foldet – før avsetning av det overliggende lag; dvs. denne foldningen foregikk under selve sedimentasjonsprosessen. Man finner også småskala forkastninger som er dannet under eller like etter avsetningen. Målinger av strøm-retningen her (fra skrålag orientering i forhold til hovedlagningen) viser at strømmen som førte sanden fløt mot nordøst. Dette er også bekreftet av strømrifler (bølgeslagsmerker) på noen overflater til sandsteinslag.

9. *Riksveien, sørøst for Skittenfjorden* (359838). Veiskjæringer langs østsiden av veien, også rundt svingen sør for Futelvtuva. Forholdsvis tynn- til middelsbåndet og godt laminert grå metasandstein, stedvis ganske helleaktig (engelsk, "flaggy") i utseende (s. 10), med tynne mellomlag av siltig fyllitt. Denne variant av metasandsteinsenheten nr. 22 er kartlagt som en separat litologi, også på et kartblad i målestokk 1:100 000 (Roberts 1976). Selv om sandsteinslagene er i tykkelsesorden 5–15 cm, finnes det også noen tykkere lag av "vanlig" gråhvit metasandstein. Kryss-sjiktning er forholdsvis sjelden i denne tynnbåndete feltspatiske metasandstein, og eksempler som finnes viser strømretning mot nordøst.

10. *Like nord for Sandfjord* (381839). Veiskjæringer langs sørsiden av riksveien. Tynnbåndet grå siltig metasandstein og mørk grå fyllitt i veksling. Fyllittlagene er rike på porfyroblaster av biotitt, tildels med svovelkis i noen soner. Gradert lagning er vanlig i sandsteinene. Lagrekken her omkring er ganske sterkt foldet, med foldakser som stuper mot nord. Den S1 skifrigheten viser markert refraksjon fra lag til lag; det kan ha et østlig fall i fyllittene og steilt vestlig fall i sandsteinslag.

11. *Slettnes fyr* (441880). Også kystblotninger vestover mot Stabbebukta. Hovedsakelig en pelittisk lagfølge i hele dette kystområde. Mørk grå, stedvis svart fyllitt med tynne lag av grå til mørk grå siltig metasandstein. Fyllitten er vanligvis rik på porfyroblaster av biotitt. Fyllitt/sandstein forhold er ca. 80:20. Sedimentære strukturer som er tilstede inkluderer gradert lagning, glidningsstrukturer (glidningsballer, ball-og-pute strukturer) og klastiske sandsteins ganger. Stedvis finner man lag av lys grå metasandstein opp til 50 cm tykk, med kryss-sjiktning. Deler av disse sandsteinslag kan være kalkholdige. Lagfølgen i Slettnes–Stabbebukta-området, og vestover mot Bjørkevikeset viser en ganske omfattende foldning på blotningsskala. Bergartene ligger også i kjernen til en stor, åpen antiklinal med svak aksestup mot nordnordøst. Metasedimentene er gjennomskåret av en steiltstående skifrighet (S1) som er akseplan til de småfoldene og den store antiklinal.

12. *Østsiden av bukta ved Skjotningberg* (138794) (Fig. 15). En svært tynnbåndet grå fyllitt og siltig metasandstein, med hyppig linseformet lagning. Av sedimentære strukturer er migrerende strømrifler meget vanlige. Lag av hvit kvartsitt opp til 2 m tykke er tilstede; disse har strømrifler på overflaten og noen av lagene viser kryss-sjiktning. Hvis man vandrer nordøstover langs kysten, finner man flere slike hvite kvartsittlag i den hovedsakelig fyllittiske lagfølgen. Ved ca. 141796 kommer man over i en sekvens med økende lagtykkelse hvor metasandstein/fyllitt forhold er ca. 50:50. Isolerte tykkere (35 cm – 2 m) lag av kvartsittisk sandstein er også tilstede. Denne lagfølgen, som er godt blottet ved Skjotningbergneset, er kartlagt som en særskilt enhet på kartet i 1:100 000 målestokk "overgangslitologi fra tykkbåndet sandstein til laminert pelitt" (Roberts 1976).

## Ordforklaringer

Ordforklaringene er forenklede definisjoner enten tatt fra forskjellige oppslagsverk eller i visse tilfeller utarbeidet etter diskusjoner med medarbeidere på NGU.

Allivalitt: En gabbro som inneholder anortitt (plagioklas-feltspat) og olivin som hovedminerale. Navn fra Allival, Rhum, Skottland. Et sjeldent brukt bergartsnavn.

Allokton: Bergartsenhet som er overskjøvet eller flyttet på annen måte.

Antiform: Fold som vender den konvekse siden (ryggen) oppover og der aldersforholdene innenfor lagrekken enten er ukjente eller varierer mye p.g.a. tidligere foldninger.

Antiklinal: Fold som vender den konvekse siden (ryggen) oppover og der de yngste lagene er øverst.

Amfibolitt: Mørk omdannet bergart med hovedminerale hornblende og feltspaten plagioklas.

Arkose: Sandstein som inneholder minst 25% feltspat.

Autokton: Bergartsenhet som befinner seg på det sted hvor den er avsatt, dannet: (stedegen).

Basalt: Mørk lavabergart som har samme kjemiske sammensetning som dyppergarten gabbro.

Blastomylonitt: En variant av mylonitt, dannet ved at den opprinnelig bergart ble sterkt oppknust, men hvor det finnes spredte, delvis avrundede, mineralrester i en mer finkornet mylonittisk foliasjon.

Boudinage: Dannelse av avlange pøselignende strukturer (boudin=pølse) ved strekking og brudd av et opprinnelig sammenhengende lag.

Bouma sekvens: En bestemt, femdelte rekkefølge av strukturer i et lag som utgjør en modell for en fullstendig turbiditt. Navn etter Arnold H. Bouma, en nederlandsk sedimentolog.

Devon: Den geologiske tidsperiode fra ca. 140 til 360 millioner år tilbake. Navn etter Devonshire, England.

Diabas: Omvandlet mørk grå eller grønnliggrå størkningsbergart som kjemisk og mineralogisk er beslektet med gabbro. Navnet blir ofte brukt synonymt med doleritt.

Dioritt: Grå eller spraglet dyppergart med hovedminerale plagioklas og pyroxen eller hornblende.

Diskordans: Brudd i lagrekken.

Doleritt: Mørk grå eller grønnliggrå størkningsbergart som kjemisk og mineralogisk er beslektet med gabbro. Doleritter er for det meste gangbergarter.

Dunitt: En peridotitt hvor det mørke mineral består nesten utelukkende av olivin; aksessorisk kromitt er vanligvis tilstede. Navn fra Dun Mountain, Ny Zealand.

Dyppergart: Størkningsbergart dannet ved krystallisasjon av større magmamasse dypt nede i jordskorpen.

Eucritt: En svært mørk gabbro bestående hovedsakelig av kalkplagioklas (bytownitt, anortitt) og klinopyroxen. Et noe foreldet bergartsnavn.

Evaporitt: En kjemisk sedimentær bergart som består av mineraler felt ut fra en salt-oppløsning p.g.a. fordampning.

Flysch: En mektig lagrekke som består av vekselvis sandsteiner, slamsteiner og leirskifer, eller av tilsvarende teksturelle varianter av kalkstein (kalkarenitt og kalsilutitt).

Foldeakse: Tenkt linje som følger ryggen av en antiklinal eller bunnen av en synklinal.

Foliasjon: Planstruktur dannet ved parallellorientering av mineraler eller mineralbruddstykker i en bergart. Foliasjon forekommer helst i omdannede bergarter.

Fyllitt: En lavmetamorf leirskifer.

Fyllonitt: Ligner fyllitt, men er dannet ved at en opprinnelig grovere bergart er blitt nedknust ved bevegelser i berggrunnen og det så er utkrystallisert glimmer eller kloritt parallelt skifrihetsflater.

Gabbro: Mørk dyppergart med hovedminerale plagioklas og pyroxen (eller hornblende).

Gabbroid bergart: Størkningsbergart som kjemisk og mineralogisk er beslektet med gabbro (eks. basalt, doleritt).

Gangbergart: Størkningsbergart dannet ved at magma har krystallisert som en sprekkfylling.

Graben: En avlang, nedsunket del av jordskorpen begrenset av forkastninger langs sidene, og som vanligvis er fylt med en tykk sedimentpakke.

Granitt: Lys grå eller svakt rødlig dyppergart med hovedminerale feltspat (vesentlig alkalifeltspat), kvarts og glimmer.

Granoblastisk: En tekstur i en metamorf dyppergart hvor de omkrystalliserte mineraler er av omtrent lik størrelse hele bergarten igjennom.

Granodioritt: Lys grå dyppergart med hovedminerale plagioklas, kvarts, glimmer og hornblende.

Gråvake: Sandstein som inneholder mer en 15% slamfraksjon (grunnmasse), og videre kvarts, feltspat, bergartsfragmenter og mørke mineraler.

Hornfels: En finkornet bergart, dannet ved kontaktmetamorfose, hvor mineralene er av lik størrelse og ikke har noen bestemt orientering.

Hydrotermalkvarts: En opptreden av mineralet kvarts som skyldes utfelling fra vannholdige væsker med forholdsvis lav temperatur.

Initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  forhold: Forholdet mellom radiogent strontium ( $^{87}\text{Sr}$ ) og ikke radiogent strontium ( $^{86}\text{Sr}$ ) på tidspunkt indikert av isokron-alderen.

Isoklinal fold: En fold som er så sterkt sammenklemt at skjennene (benene) er parallele.

Isokron-alder: En alder beregnet på grunnlag av radiometriske grunnstoffer (f.eks. Rb,Sr) fra to eller flere bergarts- eller mineralprøver.

Jura: Den geologiske tidsperiode fra ca. 205 til 135 millioner år tilbake. Navn etter Jurafjellene mellom Frankrike og Sveits.

Kaledon: Navn på orogesen som fant sted i perioden f.o.m. kambrium t.o.m. devonsk tid. I Norge er det bevis for to adskilte hovedfaser i orogesen; den Finnmarkske fase i sen kambrisk/tidlig ordovicisk tid, og den Skandiske fase

- i midt silurisk/tidlig devonsk tid. Det finnes også en bredere, men mindre presis bruk av navnet kaledon – som omfatter hele utviklingshistorien (f.o.m. vendisk tid) som førte til dannelsen av den geografisk fjellkjede (kaledonider) i silur-devontiden.
- Kambrium:** Den geologiske tidsperiode fra ca. 590 til 510 millioner år tilbake. Navn fra Cambria, det romerske navn for Wales.
- Karbon:** Den geologiske tidsperiode fra ca. 360 til 290 millioner år tilbake.
- Kink-bånd (knekk-bånd):** Et deformasjonsbånd i en foliert bergart, vanligvis fra noen få mm til et par-tre cm bredde.
- Klastisk gang:** En sedimentær sprekkefylling ("gang") som består av klastiske materialer, f.eks. sand, som stammer fra overliggende eller underliggende ukonsoliderte lag.
- Kontaktmetamorfose:** Omdannelse av bergarter på grunn av varme fra frembrytende dyp-, gang- eller dagbergarter.
- Kritt:** Den geologiske tidsperiode mellom ca. 135 og 65 millioner år. Navn etter det latinske ord for kritt ("creta").
- Krus-kløve:** En planstruktur som gjør at en skifer lar seg kløve i lameller på tvers av tidligere skifrihet. Den gamle skifriheten viser seg som fine, bølgede (krusende) tverrstriper.
- Kryss-sjiktning:** Skrålag innen en sandstein, konglomerat eller kalksteinlag. Dannes ved påleiring av sedimenter under migrering av sedimentdyner med vann- eller luftstrøm.
- Kvartær:** Den geologiske tidsperiode fra ca. 2–3 millioner år siden til nåtiden.
- Laminasjon:** Lagdeling med svært tynne enheter (under 1 cm), vanligvis millimetertynne.
- Lineasjon:** Linjestruktur i bergart.
- Litologi:** Beskrivelse av bergarter på grunnlag av karakteristiske egenskaper som blant annet farge, mineralinnhold og kornstørrelse.
- Mafisk bergart:** En størkningsbergart bestående hovedsakelig av én eller flere mørkfargede jern-magnesium mineraler, og plagioklasfeltspat.
- Magma:** Smeltet bergartsmasse.
- Magmatisk bergart:** Størkningsbergart, dannet ved krystallisasjon av magma. Omfatter dypbergarter, gangbergarter og lavabergarter.
- Meta-:** Forstavelse som angir at bergarten er omdannet (metamorfosert). Eks. metasandstein, metagabbro.
- Metamorfé facies:** En serie metamorfe mineralskaper beslektet i rom og tid, med et bestemt forhold mellom mineral-sammensetning og kjemisk sammensetning. Slike facies er dannet under bestemte temperatur- og trykkforhold. De tre viktigste regional-metamorfé facies er (fra lav til høy temperaturforhold): grønnskiferfacies, amfibolittfacies og granulittfacies.
- Metamorfose:** Omdannelse av en bergart som utsettes for endrede, vanligvis forhøyete trykk- og temperaturforhold. Det skjer en omkrystallisasjon, ofte med dannelse av et nytt mineralselskap, og med utvikling av ny struktur.
- Migmatitt:** En blandingsbergart som består av størknings- eller metamorfe materialer, dannet p.g.a. delvis oppsmelting av de opprinnelige bergarter.
- Modell-alder:** En alder bestemt på basis av et antatt initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  forhold.
- Mylonitt:** En metamorf bergart, dannet på en viss dybde i jordskorpen ved at den opprinnelige bergart ble sterkt oppknust ved bevegelser i berggrunnen og deretter kittet sammen igjen (herdet) og/eller omkrystallisert til fast bergart.
- Mylonittisk foliasjon:** Planstruktur i mylonitt, dannet ved bevegelser langs glideplan under nedknusingen.
- Neosom:** En komponent av en sammensatt bergart som er yngre enn hovedbergartsmassen (paleosom), f.eks. det nydannede materiale i en migmatitt.
- Orogenese:** Fjellkjededannelse. Den prosess i jordskorpen som fører til dannelse av fjellkjedestrukturer (foldninger, skyvninger, metamorfose m.m.).
- Pelitt:** Har to hoveddefinisjoner: 1) Et generelt navn for finkornede sedimenter eller sedimentære bergarter, f.eks. slamstein, leirstein. 2) Et generelt navn for omdannede finkornede sedimenter f.eks. fyltitt, skifer. Vanligvis gjelder de sistnevnte definisjon i norsk geologi.
- Peridotitt:** Et generelt navn for en grovkornet dypbergart bestående hovedsakelig av olivin med eller uten andre mørke mineraler som pyroxen, amfibol eller glimmer, og med svært lite eller ingen feltspat.
- Perm:** Den geologiske tidsperiode fra ca. 290 til 250 millioner år tilbake. Navn etter provinsen Perm i USSR.
- Pikritt:** En mørk bergart, vanligvis gangbergart som består av rikelig olivin sammen med pyroxen, biotitt, litt amfibol og mindre enn 10% plagioklas-feltspat.
- Pluton:** Det samme som dypbergart.
- Porfyroblast:** Stor krystall som har vokst i en ellers finkornet metamorf bergart.
- Protomylonitt:** Det første stadium i dannelsen av en mylonitt, hvor bergarten er gjennomskåret av hyppige adskilte skjærsoner.
- Psammitt:** Har to hoveddefinisjoner: 1) Et generelt navn for et sandig sediment eller sedimentær bergart, f.eks. arkose, gråvakke. 2) Et generelt navn for omdannede sandige sedimentære bergarter, f.eks. meta-arkose, metagråvakke. Vanligvis gjelder den sistnevnte definisjon i norsk geologi.
- Rifeikum:** (Uttales rifeikum): Den nest yngste perioden i sen prekambrisk tid, fra ca. 1650 til 650 millioner år siden.
- Sedimentær bergart:** Bergart dannet ved sammenkitting og herding av løsmateriale som er blitt transportert (med elver, is, vind, havstrøm, ras) eller felt ut (f.eks. karbonatbergart, salt).
- Sedimentær facies:** En viss del av en stratigrafisk enhet (lagrekke) som har sedimentære strukturer, teksturer og mineralsammensetning vesentlig annerledes enn en annen del av den samme lagrekken.
- Sedimentær struktur:** Struktur dannet under avleiring av sedimenter.
- Senkningsstruktur:** En deformasjon av grenseflate mellom sandlag (over) og slamlag (under) ved at sanden synker ujevnt og danner kule- eller pose-lignende former ned i slammet under. Samtidig blir slammet presset opp mellom sandposene. Det er ustabil tyngdefordeling (lag med større tetthet avsettes på lag med lavere tetthet) kombinert med ujevnheter i lagflate, rystelser (f.eks. jordskjelv) som fører til dannelse av slike strukturer.
- Silt:** Finkornet løsmateriale med kornstørrelse i området 0,004–0,06 mm, altså mellom leire og sand.
- Siltstein:** Sedimentær bergart med kornstørrelse svarende til silt.
- Silur:** Den geologiske tidsperiode fra ca. 435 til 410 millioner år tilbake. Navn etter en keltisk stamme, Silures.
- Skifrihet:** En type foliasjon som opptrer i fin- til middelkornete metamorfe bergarter, f.eks. skifre og fyltitter.
- Skyvedekke:** Fjellparti som er blitt revet løs og flyttet under fjellkjededannelsen.
- Slamstein:** Sedimentær bergart som består av silt og leire i henimot lik mengde. Er også brukt om deler av en lagrekke der en ikke har avgjort om de enkelte lag er siltstein eller leirstein.
- Stratigrafisk:** Som angår en lagrekke (egentlig "lagrekkebeskrivelse"), f.eks. betyr stratigrafisk nivå lagets plass over lagrekkens basis (i motsetning til topografisk nivå som er høyde over havet).
- Strømrifler:** Strømdannede små subparallele rygger og trau på overflaten til et sedimentært lag.

- Synform: Fold som vender den konkave siden (åpningen) oppover og der aldersforholdene innenfor lagrekken enten er ukjente eller varierer mye p.g.a. tidligere foldinger.
- Synklinial: Fold som vender den konkave siden (åpningen) oppover og der yngre lag ligger over eldre.
- Tektonikk: En gren av geologien som behandler strukturer som skyldes bevegelser i jordskorpen.
- Tektonostratigrafisk element: En enhet i en lagrekke atskilt fra de øvrige enheter ved skyveflater.
- Tholeiitt: Magmatisk bergart av gabbroid sammensetning.
- Tillitt: Forsteinet morene.
- Transgresjon: Oversvømmelse av land ved havnivåheving eller synkning av land.
- Trias: Den geologiske tidsperiode mellom ca. 250 og 205 millioner år tilbake. Navnet skyldes en tredeling av bergarter fra denne perioden i Tyskland.
- Turbiditt: Et sedimentært lag dannet ved avsetning av en suspensjonsstrøm, og kjennetegnet ved at hvert lag blir gradvis mer finkornet oppover (gradert lagning) og ved andre sedimentære strukturer som tilsammen er betegnet som en Bouma-sekvens.
- Ultramafisk bergart: En størkningsbergart som består av de mafiske (mørke) mineralene olivin, klinopyroxen og ortopyroxen, med eller uten hornblende.
- Vendium: Den yngste perioden i sen prekambrisk tid. Det er noe delte meninger om hva man skal regne som tidpunkt for grensen mellom rifeikum og vendium – det dreier seg om 680–650 millioner år før vår tid. Den vendiske perioden ble avløst av den kambriske for rundt regnet 590 millioner år siden.
- Xenolitt: En fremmed stein eller bergartsfragment i en størkningsbergart, ofte et fragment av sidebergartene.

## Etterord

Mange kolleger har hjulpet til med kritisk lesning av manuskriptet, enten som helhet eller separate kapitler, men vi vil spesielt takke dr. Sven Føyn og forsker Ellen Sigmond for deres verdifulle og detaljerte kritikk som har ført til en forbedring av det endelige manuskriptet. Av andre manuskriptlesere vil vi nevne og takke følgende for kommentarer: Forsker Bouke Zwaan (stratigrafi og strukturgeologi), prof. Gunnar Henningsmoen (fossiler), direktør Inge Aalstad, geofysiker Atle Sindre, geofysiker Ola Kihle (geofysikk), forsker Henri Barkey (økonomisk geologi) og geolog Roy Gabrielsen (kontinentalsokkelgeologi). Her har Roy Gabrielsen og Saga Petroleum A/S vært særlig hjelpelig med anskaffelse av kopier av manuskripter til artikler som var under trykking. Et par av figurene i beskrivelsen er lånt fra Ph.D.-avhandlingen til Jane Curry, som takkes for tillatelse til å bruke materialet. Nøyaktige definisjoner av geologiske ord har i noen tilfeller forårsaket hodebry. For å klarlegge noen av ordene som står i "ordforklaringen" har diskusjoner med Anna Siedlecka, Ellen Sigmond, Magne Gustavson, Allan Krill og Johan Naterstad vært særlig nyttige.

Til slutt takker vi de mange medarbeidere ved NGU, Trondheim, og Geologisk Institutt, Avd. A, Universitetet i Bergen, som har utført tegning- og reproarbeid og maskinskriving, ikke minst Hilde Wanvik for maskinskrivingen av det endelige manus.

## Summary

The map-area is situated in the northernmost part of Finnmark and includes the headland of North Cape on the island of Magerøy. Delimited by the latitudes 71° and 72°N and by longitudes 23°50' and 28°20'E, the map-sheet covers only some 7% of actual land area. Compilation of the geological map has been based on mapping carried out in the 1970's, mostly in the period 1974–78, by T.B. Andersen, J. Akselsen & K. Kjærstrud (University of Bergen) and D. Roberts (NGU). The geology of the plutonic complex on Magerøy has been simplified from the work of Curry (1975).

Three principal geological elements are recognised within map-sheet Nordkapp, which correspond to tectonostratigraphic subdivisions: (1) the Kalak Nappe Complex, (2) the Magerøy Nappe, and (3) the Skarsvåg Nappe.

### (1) The Kalak Nappe Complex

This is the lowest tectonostratigraphic unit within the map-area and constitutes the northernmost part of a complex of thrust sheets and fold nappes which can be followed over wide areas of central and western Finnmark (Ramsay et al. 1984 a,b, Gayer et al. 1985). For this map-sheet, the rocks of the Kalak Nappe Complex have been divided into two units: 1. An amphibolite-facies metasedimentary sequence in the southwest which has been recognised extensively in West Finnmark in terms of stratigraphy and lithology. 2. Lower grade metasediments of uncertain stratigraphic position and age in the southeast, and high-grade blastomylonites, amphibolites and migmatites on Magerøy.

1. The lithostratigraphical succession in the southwest, on western Magerøy and on the islands of Måsøy, Hjelmsøy, Havøy, Ingøy and Rolvsøy, is a northerly continuation of the now well-known stratigraphy from the island of Sørøy (Roberts 1968a, Ramsay 1971, Ramsay et al. 1984a); see also the 1:250,000 map-sheet Hammerfest (Roberts 1974). On the map-sheet Nordkapp, three elements of the 'Sørøy stratigraphy' are present: the Klubben Psammite Group, the Storelv Schist Group and the Hellefjord Schist Group. The age of these rocks is assumed to be Late Precambrian to Middle Cambrian (Holland & Sturt 1970, Ramsay 1971; see also Roberts 1974).

The Klubben Group consists largely of arkosic

metasandstones and orthoquartzites which show varying degrees of migmatization from area to area. Migmatization is perhaps most pronounced on western Magerøy in the form of the Gjesvær Migmatite Complex (Andersen 1979). Cross-bedding is present in the psammities in many areas. Thin amphibolite layers, in many cases boudined, are considered to represent deformed and metamorphosed dolerite dykes and sills. On Hjelmsøy the base of the sequence is seen as an important, erosional, unconformable contact against a subjacent orthogneiss complex (Ramsay et al. 1979). Locally, the basal psammities contain pebbles and cobbles of gneisses, metagranite and vein-quartz which derive from the poly-deformed orthogneiss unit.

The *Storelv Schist Group* succeeds the Klubben psammities across a transitional contact. These rocks are generally monotonous, rusty weathering garnet-mica schists with variable migmatization. Garnets reach up to 5 cm in diameter in some places. On Havøy, layers of meta-arkose occur in the lower part of the group.

The highest unit, the *Hellefjord Schist Group*, occurs only on Hjelmsøy and eastern Havøy. This is a well-banded sequence of metagraywacke and darker, fine-grained, garnet-mica schist which is considered to be of turbiditic origin, though perhaps representing a more proximal sedimentation environment than that characterizing the type locality on Sørøy (cf. Roberts 1968a,b).

2. Lithologies in this category include the greenschist facies metasediments on Nordkinnhalvøya. On this peninsula it has proved difficult to establish a true stratigraphy because of tectonic repetition and, in part, sedimentary facies changes.

The thick-bedded, arkosic *metasandstone* is undoubtedly the most prominent lithology, giving rise to some of Norway's most spectacular coastal cliff scenery. Primary sedimentary structures are abundant, including ubiquitous cross-bedding as well as erosional channels and current ripples. Current directions are generally towards NE-NNW. Penecontemporaneous folding of cross-bed foresets is also a common feature of this lithology, which is thought to have accumulated as an alluvial, flood-plain deposit.

The *interbanded metasandstone and phyllite* is characterized by a rapid alternation of thin- to medium-bedded, grey to brown-grey metasandstone and dark grey phyllite; sporadic beds of light-grey arkosic sandstone are also present in some areas. Many of the sandstone beds carry

brown or orange-brown concretions or irregular segregations of iron-rich carbonate (siderite) through which the sedimentary lamination passes undisturbed. Graded bedding is fairly common in these sandstones, and there are good examples of load-casts along the bottom surface of some beds. Clastic dykelets, which penetrate into the underlying pelite, are also common. Ripple-drift cross-lamination occurs in the upper parts of many layers. A characteristic feature of the phyllite interbeds is that they carry abundant small (1–2 mm) porphyroblasts of biotite and garnet. This banded lithology has many of the attributes of flysch sedimentation, and probably represents a turbidite formation.

The mapped *phyllite* formations also contain biotite and garnet porphyroblasts, with some biotites up to 5 mm across. Thin beds of sandstone and siltstone exhibit sedimentary features of turbidite deposition, and slump structures involving packages of beds are common in some places, e.g. in the Gamvik–Gunnarsfjord area. West of Skjøtningberg a 275 m-thick *quartzite* unit occurs in the succession. This is a massive, granoblastic, quartzitic sandstone of white to purple-red or maroon coloration. Some layers show cross-bedding.

Mapping has shown that the lithologies occurring on Nordkinnhalvøya can be traced south-westwards into the Laksefjord, Sværholt and Porsangerfjord districts. Although it is difficult to correlate over long distances, the thick-bedded metasandstones have much in common with the main lithology in the Klubben Psammite Group. Other Nordkinn formations are more problematical in terms of correlation with the established 'Sørøy stratigraphy' because of lateral facies changes and higher metamorphic grade to the southwest and west.

Lithologies on Magerøy classified in category 2 embrace a mixed migmatite and amphibolite, and a zone of intensely deformed migmatite and gneiss. The former unit appears to represent migmatized meta-arkose with lenses and layers of garnet amphibolite – originally basic dykes and sills. The strongly deformed lithology, no. 16 in the legend, owes its origin to the emplacement of the Magerøy Nappe. It consists of mylonitic and blastomylonitic migmatites, locally transformed further to phyllonites and ultramylonites (Ramsay & Sturt 1976).

The orthogneiss complex on Hjelmsøy consists of high-grade gneisses of granitic, granodioritic and in part dioritic composition. Features indicate that this complex suffered a prolonged,

polyphase deformation and recrystallization history before the uplift and erosion which preceded the deposition of the Klubben Group sediments. Comparison with similar gneissic complexes adjacent to unconformities elsewhere in Finnmark, where radiometric determinations have been made (Ramsay & Sturt 1977), would suggest that the orthogneisses are of early to mid Proterozoic age.

## (2) *The Magerøy Nappe*

The thrust contact between the Kalak Nappe Complex and the overlying Magerøy Nappe is exposed over some 15 km of strike in northwest Magerøy. Relationships along and across the thrust zone have been described by Ramsay & Sturt (1976).

The rocks of the Magerøy Nappe consist of a more than 5.5 km-thick metasedimentary sequence, the Magerøy Supergroup (Andersen 1979, 1984b), intruded by a variety of plutonic rocks ranging from ultramafic to granitic. The metasedimentary succession, which contains fossils of early Silurian age, has been divided into two main groups, the Kjelvik and the Nordvåg, each of which is subdivided into two formations. Above the Nordvåg Group is a younger unit, the Juldagnes Formation.

The *Kjelvik Group* comprises two formations, the *Midttind* and the *Russelv*. The lower *Midttind* Formation is characterized by thinly banded phyllites, shales and siltstones, whereas the *Russelv* Formation consists of interbanded metagreywackes and pelites with greywackes increasing in volume towards the top. The *Kjelvik Group* as a whole is regarded as representative of a gradual transition from distal to proximal turbidites (Curry 1975, Andersen 1979, 1984b).

The *Nordvåg Group* consists of a wide variety of metasediments which have been divided into two formations, the *Sardnes* and the *Duksfjord* Formations. The *Duksfjord* unit is laterally discontinuous, splitting the *Sardnes* Formation into two members in eastern and central parts of the island. The *Sardnes* sediments vary from thin-bedded siltstones and phyllitic shales to conglomerates and coarse-grained sandstones with interbeds of silty shales. The *Duksfjord* Formation consists mostly of phyllites and limestones, in part fossiliferous, but also contains conglomerate and sandstone lenses. One such conglomerate is tilloidal in appearance, and is regarded as a submarine slide deposit.

The youngest stratigraphic unit, the *Juldagnes*

*Formation*, is a fairly monotonous, typical flysch sequence of banded metagreywackes and pelitic interbeds of turbiditic origin, which displays complete 'Bouma sequences' in some areas.

The plutonic rocks of the Magerøy Nappe can be divided into two main groups: (i) mafic and ultramafic rocks; (ii) granitic intrusions. Rock-types of group (i) constitute the *Honningsvåg Complex* and were first described in some detail by Curry (1975). These include syntectonic gabbros, intruded during the latest-Silurian Scandian orogenic phase. The largest of these gabbros is a layered body with cyclic cumulate units ranging from peridotite to eucrite in mineralogy. According to Curry the layered gabbro was then intruded by ultramafic melts of dunitic to picritic composition. Curry (1975) regarded the intrusion of ultramafic magma as having directly contributed to the development of the 'mafic migmatite complex' at Skipsfjord (no. 11 in the map legend). Recent work by Dr. B. Robins (pers. comm. 1983) however, rejects this interpretation in favour of a model involving syn-magmatic deformation of a sequence of mafic and ultramafic cumulates.

The largest granitic bodies in the Magerøy Nappe are those at Opnan, Knivskjelodden and Skarsvåg, as well as that at Finnvik just south of the map-area (Fig. 1). Both the Opnan and the Knivskjelodden massifs are biotite-muscovite granites, commonly with K-feldspar phenocrysts. Tourmaline is also present. These granites, including the Finnvik body, were emplaced in the period between the D1 and D2 deformations. The smaller Skarsvåg massif is a 2-mica, tourmaline-bearing monzogranite which was syntectonic with respect to D1. Parts of the body, especially the eastern marginal zone, are strongly foliate. Minor granitic intrusions and dykes occur elsewhere in the Magerøy Nappe and are particularly common in the western part of the island. Some of the granitic dykes contain garnet and kyanite.

The youngest dyke rock intruding the Magerøy rocks is a 3.5 km-long dolerite which parallels a NW-SE fault northeast of Vannfjord. This dyke rock is post-tectonic with respect to the Scandian D2 tectonism, but its precise age is not known.

## (3) *The Skarsvåg Nappe*

In northeast Magerøy a sequence of grey to rust-coloured, coarse-grained, variably migmatized tourmaline-garnet-mica schists with subordinate beds of orthoquartzite lie with tectonic contact upon metasediments of the Magerøy Nappe.

These rocks, representing the Skarsvåg Nappe, are quite unlike any others known from Magerøy, and have a more complex tectonometamorphic development than lithologies in the subjacent Magerøy Nappe (K. Kjærstrud pers. comm. 1979, Andersen 1981). On this basis, it seems likely that the rocks of the Skarsvåg Nappe may represent a slice of Kalak Nappe Complex lithologies tectonically emplaced above the Magerøy Nappe during the Scandian orogenesis. A situation similar to this occurs in Troms where schists and gneisses of the Tromsø Nappe lie in thrust contact with subjacent, lower grade, early Silurian metasediments of the Lyngen Nappe (Zwaan & Roberts 1978).

### *Structural geology and metamorphism*

Caledonian tectonic deformation and metamorphism has affected the rocks of the three main nappe units to varying degrees. The most complex deformation and metamorphic reconstitution, partly with development of migmatites, is found in western areas in rocks of the Kalak Nappe Complex.

Precambrian deformation is believed to have affected only one rock unit in the map-area; the granitic orthogneiss from Hjelmsøy. This gneiss complex shows evidence of a multiphase pre-Caledonian tectonometamorphic evolution before its uplift and erosion prior to deposition of Klubben Group pebbly sandstones. Relationships across this major unconformity have been described in some detail by Ramsay et al. (1979).

Within the Nordkapp map-area, the late Cambrian to early Ordovician *Finnmarkian* orogenic phase is largely restricted to rocks of the Kalak Nappe Complex. However, the migmatitic schists of the Skarsvåg Nappe may also carry Finnmarkian structures and metamorphic parageneses. A polyphase structural history has been described from the different islands which expose part of the Kalak allochthon. No details will be presented in this summary, other than mention that two main phases of penetrative deformation have been recorded in these amphibolite-facies rocks.

On Nordkinnhalvøya the Finnmarkian tectonic and metamorphic history was somewhat simpler, with only one major fold phase. Folds there are fairly upright structures and the pelitic metasediments are seen as phyllites with porphyroblastic biotites and small garnets; upper green-

schist facies rocks. Some idioblastic garnets occur as 'inclusions' in large (up to 5 mm) biotite porphyroblasts. An important element of Nordkinn halvøya structure is that of faulting. Faults are common transverse to the strike and fold axial trend, but also occur parallel to the axial planes. The latter NNE-SSW strike faults are of both normal and reverse dip-slip type. These are older than the transverse WNW-ESE faults. Breccias of varying thickness (usually up to 3 m but in one case 25 m) are fairly common in association with the faults.

The structural history of the Magerøy Nappe rocks has been described by Andersen (1981). Deformation occurred in two main episodes during the late Silurian to earliest Devonian *Scandian* stage of the Caledonian orogeny. Several major fold structures developed during the earlier deformation episode, D1; those in the east are overturned and verge towards the east, while those in the west show westward vergence. The structure of central Magerøy, between the two zones of opposite vergence, is a mushroom-like polycline.

Thrust translation of the Magerøy Supergroup sediments began during D1 and terminated at the end of this phase. Metamorphism, which had been prograde during D1, reached its peak (sillimanite grade) in the period between D1 and the second deformation, D2. The main structure developed during the retrograde-metamorphic D2 was a synform, in central Magerøy, with near-vertical axial surface (Andersen 1981).

The Skarsvåg Nappe rocks also carry Scandian D1 and D2 structures, but an important difference as compared with the Magerøy Nappe is that the D1 folds deform an earlier foliation.

### *Fossils*

Body fossils have been described from the Duksfjord, Sardnes (upper member) and Juldagnes Formations on Magerøy, but from localities just south of the border to map-sheet Nordkapp. The fauna includes chain corals, brachiopods and crinoids in calcareous sandstones and graptolites (*Monograptus*) in phyllites (Reitan 1960, Henningsmoen 1961, Føyn 1967). These fossils indicate an early Silurian (Llandovery) age.

Trace fossils occur in the Juldagnes Formation and include *Chondrites*, *Protopalaeodictyon*, and *Scolicia plana* (Andersen 1984b).

### *Radiometric age determinations*

Only one age determination is recorded from the map-area, a Rb/Sr whole-rock isochron age of  $410 \pm 28$  Ma on migmatites from western Magerøy (Andersen et al. 1982). This has an unusually high initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio of 0.7547. This 'age' is ascribed to isotopic homogenization during Scandian metamorphism. Andersen et al. calculated a 'model age' of ca. 1335 Ma from these data signifying that some of the Precambrian basement gneisses which provided erosional detritus to the Klubben psammites were probably of this approximate age.

Just south of the map-area, on Magerøy, the Finnvik granite has yielded a Rb/Sr whole-rock isochron age of  $411 \pm 7$  Ma (i.r. 0.7116) (Andersen et al. 1982), regarded as the age of intrusion. As noted earlier, the granite cuts Scandian D1 folds but is affected by D2 structures.

### *Economic geology*

The land-area covered by the Nordkapp map-sheet has hitherto provided very little in terms of economic natural resources. The potential in the area for ores and industrial minerals would also appear to be minimal.

On Nordkinnhalvøya, the quartzite west of Skjøtningberg (no. 20 in the legend) has provided chemical analyses averaging 98.7%  $\text{SiO}_2$ . This rock-type could be regarded as a potential source of quartz for production of ferrosilicium.

On Magerøy, metalimestone may be of use in soil improvement. In the mafic and ultramafic plutonic rocks, minerals present include ilmenite, magnetite, pentlandite and pyrrhotite, but these have been found in only small quantities.

### *Geophysics*

In the description, comments are given on possible sources to various aeromagnetic and gravimetric Bouguer anomalies shown on the published geophysical maps. Of the aeromagnetic data, a prominent anomaly near Kamøyvær on eastern Magerøy is linked to the gabbro complex. This is also confirmed by a gravimetric study by Lønne & Sellevoll (1975), showing the gabbroic massif as dipping at a moderate angle to the northwest and having its roots at a depth of more than 6 km beneath Komagværhalvøya.

From the gravity data the Finnvik granite plunges eastwards and reaches a depth of more than 4 km. The data in the vicinity of the Opnan

granite are insufficient for determining the form and extent of the body, although geological information shows it to lie as a thin slab probably not more than 1 km thick.

### *Geology of the continental shelf*

In view of the fact that over 90% of the map-area covers the shallow shelf area in the western part of the Barents Sea, a brief outline is presented of the geology and tectonic structures occurring within and immediately adjacent to the border of the area of map-sheet Nordkapp. Our knowledge of the geology, and in particular the chronostratigraphy, sedimentology and fault systems, derives from data accumulated from seismic reflection and refraction profiling, and since 1980 also from drillcores from several parts of the shelf. There is now a fairly extensive literature on Barents Sea geology, and selected references are given in the Norwegian text.

This shelf area appears to carry evidence of a sedimentary history going back to Devonian time. Clastic sedimentation, partly in fault-controlled basins, occurred in late Devonian – early Carboniferous time, and this was followed by a tectonically quiet period; and then, in late Permian – early Trias, by renewed clastic deposition from a land area in the south and east. A period of transgression, from the north, characterized Triassic-Jurassic time. After a tectonic phase in late Jurassic/early Cretaceous, shallow-marine conditions prevailed in Cretaceous, Tertiary and Quaternary time.

Two large fault-controlled sedimentary basins are present in the map-area; the Nordkapp Basin in the northeast and the Hammerfest Basin in the west. Both these basins contain thick sedimentary successions which may carry source rocks and reservoirs for both oil and gas. The NE–SW trending Nordkapp Basin graben was initiated in the late Devonian and carries many salt-dome structures formed in Mesozoic and Tertiary time. The largest salt diapir reaches almost to the sea-floor. The Hammerfest Basin also has a general NE–SW trend, but this graben did not develop until Middle Jurassic time. Unlike the Nordkapp Basin it was not affected by halokinesis. A NW–SE fault which transects the Hammerfest Basin appears to be a prolongation of the Trollfjord–Komagelv Fault Zone of northeast Finnmark. This may mean that some of the movement along prominent NW–SE-trending faults on Nordkinnhalvøya and Magerøy can be of Mesozoic or Cenozoic age.



## Litteratur

- Akselsen, J. 1978: Rapport fra berggrunnskartlegging på Ingøy og Nordre Rolfsøy, Vest-Finnmark. *Upubl. NGU rapport*, 5 pp.
- Andersen, T.B. 1978: Stratigrafisk, metamorf og strukturgeologisk undersøkelse av Hjelmsøy, Vest-Finnmark. *Upubl. NGU rapport*, 7 pp.
- Andersen, T.B. 1979: *The geology of south-western Magerøy, with special reference to the tectono-metamorphic development*. Upubl. Cand. Real avhandl. Univ. i Bergen, 338 s.
- Andersen, T.B. 1981: The structure of the Magerøy Nappe, Finnmark, North Norway. *Nor. geol. unders.* 363, 1–23.
- Andersen, T.B. 1984a: Inclusion patterns in zoned garnets from Magerøy, north Norway. *Min.Mag.* 48, 21–26.
- Andersen, T.B. 1984b: The stratigraphy of the Magerøy Supergroup, Finnmark, North Norway. *Nor. geol. unders. Bull.* 395, 26–37.
- Andersen, T.B., Austrheim, H., Sturt, B.A., Pedersen, S. & Kjærstved, K. 1982: Rb-Sr whole rock ages from Magerøy, North Norwegian Caledonides. *Nor. geol. Tidsskr.* 62, 79–85.
- Buch, L. von, 1810: *Reise durch Norwegen und Lappland*. Berlin.
- Curry, C.J. 1975: *A regional study of the geology of the Magerøy basic igneous complex and its envelope*. Upubl. Ph.D. avh. Univ. i Dundee, 244 s.
- Dahll, T. 1868: Om Finnmarkens geologie. *Forh. i Vid. Selsk. Kristiania*. 213–220.
- Dahll, T. 1883: Geologisk kart over det nordlige Norge. *Forh. Skand. Naturforsk., Møte 12*, 281–287.
- Eldholm, O. & Ewing, J. 1971: Marine geophysical survey in the south-western Barents Sea. *I. Geophys. Res.* 76, 3832–3841.
- Eldholm, O. & Talwani, M. 1977: Sediment distribution and structural framework of the Barents Sea. *Bull. geol. Soc. Am.* 88, 1015–1029.
- Everest, R. 1829: *A journey through Norway, Lappland and part of Sweden*. Underwood, London.
- Faleide, J.I. & Gudlaugsson, S.T. 1981: *Geology of the western Barents Sea – a regional study based on marine geophysical data*. Upubl. cand.real. avhandl. Univ. i Oslo, 160 s.
- Faleide, J.I., Gudlaugsson, S.T. & Jacquart, G. 1984: Evolution of the western Barents Sea. *Marine Petrol. Geol.* 1, 123–150.
- Føyn, S. 1967: Stratigraphical consequences of the discovery of Silurian fossils on Magerøy, the island of north Cape. *Nor. geol. unders.* 347, 208–222.
- Gabrielsen, R.H. 1984: Long-lived fault zones and their influence on the tectonic development of the southwestern Barents Sea. *J. geol. Soc.* 141, 651–662.
- Gabrielsen, R.H., Førseth, R., Hamar, G. & Rønnevik, H. 1984: Nomenclature and the main structural features on the Norwegian continental shelf north of the 62nd. parallel. In Graham & Trotman (eds.) *Petroleum geology of the North European margin*. Norw. Petrol. Soc. 41–60.
- Gayer, R.A., Hayes, S.J. & Rice, A.H.N. 1985: The structural development of the Kalak Nappe Complex of eastern and central Porsangerhalvøya, Finnmark, Norway. *Nor. geol. unders. Bull.* (in press).
- Geul, J.J.C. 1958: Preliminary report on the geology of eastern Magerøy. *Upubl. NGU rapport*.
- Henningsmoen, G. 1961: Cambro-Silurian fossils in Finnmark, northern Norway. *Nor. geol. unders.* 213, 93–95.
- Hinz, K. & Schlüter, H.U. 1978: The geological structure of the western Barents Sea. *Marine Geol.* 26, 199–230.
- Holtedahl, O. 1944: On the Caledonides of Norway. *Skr. Norske Vidensk.-Akad. i Oslo. Mat.-Naturv. kl.* 4, no. 1.
- Keilhau, B.M. 1850: *Gæa Norvegica*. Christiania.
- Kjøde, J., Storetvedt, K.M., Roberts, D. & Gidskehaug, A. 1978: Palaeomagnetic evidence for large-scale dextral movement along the Trollfjord–Komagelv Fault, Finnmark, north Norway. *Phys. Earth Planet. Int.* 16, 132–144.
- Lønne, W. 1972: *En gravimetrisk/magnetisk undersøkelse av Magerøy og de nærmeste omgivelser*. Upubl. Cand.real. avhandl. Univ. i Bergen, 132 s.
- Lønne, W. & Sellevoll, M.A. 1975: A reconnaissance gravity survey of Magerøy, Finnmark, northern Norway. *Nor. geol. unders.* 319, 1–15.
- Mikalsen, T. 1978a: Prøvetaking og kartlegging av kalkstein og dolomitt, Finnmark fylke. *Upubl. NGU rapport nr. 1556/6*, 13 s.
- Mikalsen, T. 1978b: Kartlegging og prøvetaking av kvarts, Magerøy, Finnmark fylke. *Upubl. NGU rapport nr. 1556/3A*, 11 s.
- Pettersen, K. 1885: De norske kyststrøgs geologi. IV. *Arch. for Mat. og Naturv.* 10, 129–180.
- Reitan, P.H. 1960: Magerøy. In Dons, J.A. (ed.) *Aspects of the geology of northern Norway*. *Nor. geol. unders.* 212a, 55–57.
- Reusch, H. 1891: Det nordlige Norges geologi. *Nor. geol. unders.* 3.
- Reusch, H. 1924: Nogen notiser fra Laksefjordens omgivelser i Øst-Finmarken. *Nor. Geol. Tidsskr.* 7, 21–38.
- Ramsay, D.M. 1971: Stratigraphy of Sørøy. *Nor. geol. unders.* 269, 314–380.
- Ramsay, D.M. & Sturt, B.A. 1970: Polyphase deformation of a polymict Silurian conglomerate from Magerøy, Norway. *J. Geol.* 78, 264–280.
- Ramsay, D.M. & Sturt, B.A. 1976: The syn-metamorphic emplacement of the Magerøy Nappe. *Nor. Geol. Tidsskr.* 56, 291–307.
- Ramsay, D.M. & Sturt, B.A. 1977: A sub-Caledonian unconformity within the Finnmarkian nappe sequence and its regional significance. *Nor. geol. unders.* 344, 107–116.
- Ramsay, D.M., Sturt, B.A. & Andersen, T.B. 1979: The sub-Caledonian unconformity on Hjelmsøy – new evidence of primary basement/cover relations in the Finnmarkian nappe sequence. *Nor. geol. unders.* 351, 1–12.
- Ramsay, D.M., Sturt, B.A., Jansen, O., Andersen, T.B. & Sinha Roy, S. 1984a: The tectonostratigraphy of western Porsangerhalvøya, Finnmark, North Norway. In Gee, D.G. & Sturt, B.A. (eds.) *The Caledonide orogen – Scandinavia and related areas*. Wiley, London.
- Ramsay, D.M., Sturt, B.A., Zwaan, K.B. & Roberts, D. 1984b: Caledonides of northern Norway. In Gee, D.G. & Sturt, B.A. (eds.) *The Caledonide orogen – Scandinavia and related areas*. Wiley, London.
- Roberts, D. 1968a: The structural and metamorphic history of the Langstrand–Finfjord area, Sørøy, North Norway. *Nor. geol. unders.* 253, 160 s.
- Roberts, D. 1968b: Hellefjord Schist Group – a probable turbidite formation from the Cambrian of Sørøy, West Finnmark. *Nor. Geol. Tidsskr.* 48, 231–244.
- Roberts, D. 1972: Tectonic deformation in the Barents Sea Region of Varanger Peninsula, Finnmark. *Nor. geol. unders.* 282, 1–39.
- Roberts, D. 1974: Hammerfest. Beskrivelse til det 1:250 000 berggrunnsgeologiske kart. *Nor. geol. unders.* 301, 66 s.
- Roberts, D. 1976: Berggrunnsgeologisk kart Nordkyn Y1, målestokk 1:100 000. Preliminær utgave. *Nor. geol. unders.*
- Roberts, D. 1981: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Nordkapp 1:250 000. *Nor. geol. unders.*
- Rønnevik, H.C. 1981: Geology of the Barents Sea. In Illing, L.V. & Hobson, G.D. (eds.) *Petroleum geology of the continental shelf of Northwest Europe*. Inst. of Petroleum, London, 395–406.

- Rønnevik, H.C., Beskow, B. & Jacobsen, H.P. 1982: Structural and stratigraphic evolution of the Barents Sea. *Offshore North Sea Conf. and Exhibition, Stavanger 1982*. 29 s.
- Siedlecka, A. 1975: Late Precambrium stratigraphy and structure of the northeastern margin of the Fennoscandian Shield. *Nor. geol. unders.* 316, 313–348.
- Siedlecka, A. & Siedlecki, S. 1967: Some new aspects of the geology of Varanger Peninsula (northern Norway). *Nor. geol. unders.* 247, 288–306.
- Sindre, A., Olesen, O. & Kihle, O. 1984: Gravimetrisk Bouguer-anomalikart, Finnmark, M 1:1 mill. og gravimetrisk Bouguer-anomalikart, Finnmarksvidda, M 1:250 000. *Upubl. NGU rapport nr. 84.045*, 12 s.
- Sundvær, E. 1974: Seismic refraction and reflection measurements in the southern Barents Sea. *Mar. Geol.* 16, 255–273.
- Williams, G.D. 1974: Sedimentary structures in the amphibolite facies rocks of the Bekkarfjord Formation, Laksefjord, Finnmark. *Nor. geol. unders.* 311, 35–48.
- Zwaan, K.B. & Roberts, D. 1978: Tectonostratigraphic succession and development of the Finnmarkian nappe sequence, North Norway. *Nor. geol. unders.* 343, 53–71.
- Åm, K. 1975: Aeromagnetic basement complex mapping north of latitude 62°N, Norway. *Nor. geol. unders.* 316, 351–374.

Beskrivelse til geologisk kart over Norge - 1:250 000, Nordkapp

David Roberts

GEOLOGISK OVERSIKT

- Berggrunnen innen kartbladet Nordkapp kan inndeles i tre hovedenheter:
1. Bergarter i Kalakdekkekomplekset...
2. Bergarter i Magerøydekket...
3. Bergartene i Skarsvågdekket...

BERGARTSBESKRIVELSE

Kalakdekkekomplekset
Kalakdekkekompleksets bergarter er inndelt i to hovedenheter:
1. En lagrøkke av omdannede sedimentære metakonglomerater...
2. Bergartene av uslikker alder og plassering i lagfølgen...

Magerøydekket

Magerøydekket består av sedimentære bergarter som er gjennomgått av ulike dybbergarter. I øst er omdannelsen av bergartene så lav at det på sydøstre Magerøy er oppbevart fossiler... Kjølvikgruppen er en ca. 300 m tykk lagfølge...

Den yngste, selvstendige enheten innen dekket, Juddiagneformasjonen, er over 2,4 km tykk. Formasjonen, som er fossiltønde, består av laget gråvåke, leirskifer og sligg leirskifer... Skarsvågdekket De for Skarsvåg på nord Magerøy opptrer et tynt flak av glimmerskifer...

TEKTONIKK OG METAMORFOSE

Den kaledonske omdannelsen og alvinskise deformasjon har påvirket bergartene innen kartbladet i varierende grad og til forskjellige tid. Magerøydekkets bergarter har gjennomgått to foldeser, begge fant sted i øvre silur (Andersen 1979, 1981) Metakonglomeratene under den første foldeser, D1, var lav granokarbidatiske...

RADIOMETRISKE ALDERSBESTEMMELSE

Bare én aldersbestemmelse er utført innenfor kartbladets grenser, en Rb/Sr hel bergart isokron på mgmatitter omkring Gjevet på vest Magerøy. Den har gitt en isokron-aldre på 409-398 mill. år, med et usantvåk høyt SR<sup>90</sup> etablert...

FOSSILER

Fossiler er ikke beskrevet fra kartbladet Nordkapp, men kjemikaliferaler og sjølløstaller er følge murliggende medlemsene fra D. M. Ramsay og B. A. Sturt (1979) funnet i kaledonslag i Dukufjordformasjonen på Magerøy...

ØKONOMISKE GEOLOGI

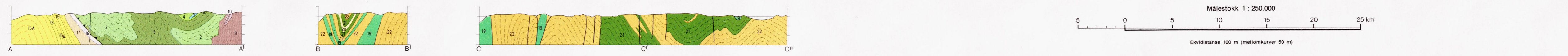
Tre forekomster er registrert i Bergarkivet, NGU, peget med ved Tufjord på Rovåya, kalk og kiler ved Kjølvik på Magerøy, og kalkster ved Skarv på Helmsøy. Alle disse forekomstene er ubenyttede...

GEOFYSIKK

Et svermagnetisk kart over den sydligste delen av Nordkapp-området er utgitt av NGU i 1972. En gravimetrisk undersøkelse av Magerøy angår et gabbrokomplekset på sydøst Magerøy taler ganske klart nordvestover mot en dybde på mer enn 6 km...

UTVALGT LITTERATUR

ANDERSEN, T. B. 1979: The geology of south-western Magerøy, with special reference to the tectono-metamorphic development. Uppåt, Cand. real., hovedoppgave, Univ., i Bergen, 338 s.
ANDERSEN, T. B. 1981: The structure of the Magerøy Nappe, Finnmark, North Norway. Norges geol. Unders., 363, 1-23.
CURRY, C. J. 1975: A regional study of the Magerøy basic igneous complex and its envelope. Uppåt, Ph. D. avhandl. Univ. i Durban, 244 s. (i NGU bidragsnr.)
FOYND, B. 1967: Stratigraphical consequences of the discovery of Silurian fossils on Magerøy, the island of the North Cape. Norges geol. Unders., 347, 209-222.
HENNINGSMOEN, G. 1961: Cambro-Silurian fossils in Finnmark, northern Norway. Norges geol. Unders., 212, 93-95.
LÖNN, W. & SELLEVOL, M. A. 1975: A reconnaissance gravity survey of Magerøy, Finnmark, Northern Norway. Norges geol. Unders., 319, 1-15.
RAMSAY, D. M. & STURT, B. A. 1976: The syn-metamorphic emplacement of the Magerøy Nappe. Norsk geol. Tidsskr., 56, 291-307.
RAMSAY, D. M., STURT, B. A. & ANDERSEN, T. B. 1979: The sub-Caledonian unconformity on Helmsøy - new evidence of primary basement-cover relation in the Finnmarkian nappe sequence. Norges geol. Unders., 351, 1-12.
REITAN, P. H. 1960: Magerøy. Norges geol. Unders., 212, 55-57.
ÅM, K. 1972: Aeromagnetic basement complex mapping north of latitude 62° N, Norway. Norges geol. Unders., 316, 351-374.



**Tegnforklaring**
Skarsvågdekket (overskjønne, omdannede sedimentære bergarter av uslikker alder, prekambrisk - kambrisk)
Magerøydekket (overskjønne, omdannede bergarter av orovdisisk - silurisk alder)
SEDMENTERE BERGARTER
Juddiagneformasjonen
Lagret metagråvåke, leirskifer og sligg leirskifer
Nordvåggruppen
Kalkstein og kalkpatmarmor
Kalkpatførende leirskifer, stedvis med lag av konglomerat og kvartitt
SARONESFORMASJONEN
Sliigg leirskifer eller fylitt i vaskelig med metagråvåke, stedvis med konglomeratlag
Kjølvikgruppen
Metagråvåke og sligg fylitt i øvre formasjon; mark, grå leirskifer i andre formasjon.
DYPBERGARTER (ELDRE, SANTIDIG MED OG YNGRE ENN SKYVNINGEN AV MAGERØYDEKKET)
Granitt
Monozonitt (adamsitt)
Gabbro
Ultramafiske bergarter
Mafisk migrittatt kompleks
Kalakdekkekomplekset (bergarter av antatt prekambrisk-kambrisk alder)
Hellefjord skifergruppe
Blandet metagråvåke og granatfyltitt glimmerskifer
Storev skifergruppe
Granatglimmerskifer, stedvis migrittatt
Meta-arkose og kvartitt/De samme bergarter omdannet til migrittatt
Bergarter av uslikker stratigrafisk plassering
Oppkust og omkringliggende migrittatt (blåstomylonitt og blåstomylonittisk migrittatt og gneis)
Migrittatt og amfibolitt
Granittisk og granodiorittisk granitførende ortogneis (oppnørrigg dybbergarter av antatt prekambrisk alder)
Fylitt med tykke lag av metasandstein eller metasiltstein
Kvartitt
Metasandstein og fylitt i vaskelig
Føttspattende metasandstein, hovedsakelig forekommende i tykke lag
Geologiske grenser og strukturertyp
Bergartsgrense
Forkastning
Skyvegrense for Magerøydekket
Skyvegrense for Skarsvågdekket
Mindre skyvegrense
Lagning i sedimentære bergarter
Lagning i styrkningsbergarter
Foliasjon
Fokelseie
Oppnevnt retning i lagfølgen ut fra sedimentære strukturer
Profilering
Liner som viser hvordan lagene er foldet (finnes bare på profilene)
Sammenlitt i 1979 ved NGU av D. Roberts på grunnlag av kartteggning gjennomført i perioden 1970-78 av J. Akselsen (Inyoy, Rovåya), T. B. Andersen (Magerøy, Helmsøy, Havøy), C. J. Curry (Magerøy), K. Klærud (Magerøy), D. M. Ramsay (Magerøy, Helmsøy, Måsay), D. Roberts (Nordkynhalvøya, Havøy), & B. A. Sturt (Magerøy, Helmsøy, Havøy, Måsay).
Referanse til dette kartet: ROBERTS, D., 1981 Geologisk kart over Norge, berggrunnskart NORDKAPP 1:250.000, Norges geologiske undersøkelse.

