

NGU



Norges geologiske
undersøkelse

Nr. 357

Skrifter 32

Klaas Bouke Zwaan &
André Maxime Gautier:
Alta og Gargia
Beskrivelse til de berggrunns-
geologiske kart 1834 I og 1934 IV,
M 1:50 000
Med fargetrykte kart

Ikke til hjemlån

Universitetsforlaget 1980

Trondheim - Oslo - Bergen - Tromsø



NGU

Norges geologiske undersøkelse

Geological Survey of Norway

Norges geologiske undersøkelse, Leiv Eirikssons vei 39, Trondheim. Telefon (075) 15860.
Postadresse: Postboks 3006, 7001 Trondheim.

Administrerende direktor: dr. philos. *Knut S. Heier*

Geologisk avdeling: Direktør dr. philos. Peter Padget

Geofysisk avdeling: Direktør *Inge Aalstad*

Kjemisk avdeling: Direktør *Bjørn Balviken*

Publikasjoner fra Norges geologiske undersøkelse utgis som bind med fortløpende hovednummerering, og deles inn i to serier, *Bulletin* og *Skrifter*.

Bulletin omfatter vitenskapelige arbeider over regionale, generelle eller spesialiserte emner av faglig interesse.

Skrifter omfatter beskrivende artikler og rapporter over regionale, tekniske, økonomiske, naturfaglige og andre geologiske evner av spesialisert eller allmenn interesse.
Skrifter utgis på norsk, med resymé på engelsk (Abstract).

REDAKTOR

Forstestatsgeolog dr. *David Roberts*, Norges geologiske undersøkelse, postboks 3006, 7001 Trondheim.

UTGIVER

Universitetsforlaget, Postboks 2959, Tøyen, Oslo 6.

TIDLIGERE PUBLIKASJONER OG KART

Den siste fortegnelse over NGU's publikasjoner og kart, «Publikasjoner og kart 1891—1977», ble utgitt i 1977 og bestilles fra Universitetsforlaget.

De nyeste kart fra NGU er oppført på tredje omslagsside.

MANUSKRIPTER

En rettleiing for utarbeiding av manuskripter (Instructions to contributors to the NGU Series) kan finnes i NGU Nr. 273, s. 1-5.

2018/10/10
2018/10/10

UNIVERSITETSBIBLIOTEK

Alta og Gargia

Beskrivelse til de berggrunnsgeologiske kart 1834 I og 1934 IV - M 1:50 000 (Med fargetrykte kart)

KLAAS BOUKE ZWAAN & ANDRÉ MAXIME GAUTIER

Zwaan, K. B. & Gautier, A. M. 1980: Alta and Gargia. Description of the geological maps (AMS-M711) 1834 I and 1934 IV — 1:50 000. *Norges geol. Unders.* 357, 1–47.

General descriptions of the different metasedimentary, metavolcanic and igneous rocks occurring within the area of the two map-sheets are presented. Three principal map-subdivisions are recognized: (a) a Precambrian (supposed Karelian) supracrustal sequence occurring in a tectonic window; (b) autochthonous Late Precambrian to Lower Cambrian metasediments; (c) an allochthonous (Caledonian) complex of Precambrian and Eocambrian metasediments, gneisses and igneous rocks.

The major geological subdivisions of the map-area are outlined. The Precambrian Raipas Group was deformed and metamorphosed in low to middle greenschist facies, possibly in Karelian time. The metamorphic lithologies of the allochthon are separated into two main tectonic units, the Gargia Nappe and the Nalganas Nappe. The Gargia Nappe contains an exotic rock assemblage (Nålfjell Group) which is thought to be a slice of Precambrian basement rocks. The allochthonous rocks have undergone at least three phases of Caledonian deformation. The first two phases are characterized by the formation of a blastomylonitic schistosity subparallel to layering. Folding was relatively uncommon, but most pronounced in the second deformation phase and was accompanied by the highest grade of metamorphism; rocks of the Gargia Nappe were metamorphosed in the lower greenschist facies, those of the Nalganas Nappe in the upper greenschist facies. The third fold phase was of brittle character with a retrograde lower greenschist facies metamorphism.

In the final chapters, some information is presented on the economic geology, including the important flagstone industry, and geophysical and geochemical investigations. An excursion guide to localities of the most characteristic rock-types is also included.

K. B. Zwaan, Norges geologiske undersøkelse, P.O.Box 3006, N-7001 Trondheim, Norway

A. M. Gautier, Département de Minéralogie, Université de Genève, 13 rue des Maraichers, CH-1211 Genève 4, Switzerland

Nåværende adresse: Uranerzbergbau GmbH, 367 Kölnstrasse, P.O.Box 170210, D-5300 Bonn 1, W—Germany

INNHOOLD

Innledning	2
Forord	2
Geologisk oversikt	3
Geografisk oversikt	6
Tidligere arbeid	6
Bergartsbeskrivelse	7
Autoktone bergarter	8
Raipasgruppen	8
Bossekopgruppen	14
Borrasgruppen	16
Dividalgruppen øst for Gargia	17

Alloktone bergarter	19
Gargia-dekket	19
Komsagruppen	19
Nålfjellgruppen	20
Nalganas-dekket	25
Deformasjon og mineralvekst	26
Den prekaledonske (karelske?) fjellkjededannelse	26
Den kaledonske fjellkjededannelse	27
Autoktone bergarter	27
Alloktone bergarter	28
Den første deformasjonsfase D ₁	29
Den andre deformasjonsfase D ₂	29
Den tredje og senere deformasjonsfaser	30
Skifrihetsdannelse hos «Alta-skiiferen»	32
Ekskursjonsfører	32
Økonomisk geologi	34
Erts (av Ingar Lindahl)	34
Skifer (av Per Ryghaug og Albert Vasshaug)	36
Kvartsitt (av Per Ryghaug)	39
Geofysikk	40
Aeromagnetiske målinger (av Inge Aalstad)	40
Geofysiske målinger fra helikopter (av Henrik Håbrekke)	40
Geokjemi (av Gunnar Næss og Jomar Staw)	40
Ordlister	41
Etterord	42
Summary	42
Litteraturliste	46

Innledning

FORORD

Berggrunnskartene Alta og Gargia med beskrivelse er resultatet av et samarbeid mellom geologene K. B. Zwaan og A. M. Gautier, med bidrag fra flere andre medarbeidere.

I et eget felt på kartene er det vist hvem som har ansvaret for kartleggingen av de ulike deler av kartbladene. Gautier kartla somrene 1971 og 1972 etter oppdrag av Elkem Spigerverket med H. P. Geis som prosjektleder. Hans arbeid omfatter hovedsakelig Raipasgruppens bergarter. Gautiers beskrivelse av disse bergartene har Zwaan tilrettelagt for denne kartbladbeskrivelsen. Gautiers arbeid dannet samtidig grunnlaget for en doktoravhandling ved Institutt for mineralogi, Universitetet i Geneve, under veiledning av professorene R. Chessex og M. Vuagnat (Gautier 1977). Bergartene tilhørende Bossekop- og Borrgrupene var delvis kartlagt av S. Føyn (1964). Gautier fullførte i 1971 og 1972 kartleggingen. Dividalgruppen er kartlagt av O. Høltedahl (1918) og K. B. Zwaan i 1971. Zwaan har redigert beskrivelsen av disse autoktone bergarter, basert på publikasjoner av Høltedahl (1918) og Føyn (1964). Resten av kartbladene, som hovedsakelig utgjøres av Nalganas- og Gargia-dekkets bergarter er somrene 1971 og 1975 kartlagt av K. B. Zwaan og P. Ryghaug, som et ledd i NGU's råstoffundersøkelsesprogram i Nord-Norge (Zwaan & Ryghaug 1972). I den forbindelse utførte E. Færevik (1971) sommeren 1970 en rekognoseringskartlegging i området. Zwaan har forfattet beskrivelsen av dekkebergartene. Ved siden av disse undersøkelser utførte B. A. Føllesdal

(1979) kvartærgeologisk kartlegging, som resulterte i kvartærgeologisk kart Alta med beskrivelse.

Denne beskrivelsen er i første rekke skrevet for geologer; for lesere uten universitetsutdannelse eller tilsvarende kunnskaper henvises til side 41 hvor en finner forklaring av de mest vanlige geologiske uttrykk.

GEOLOGISK OVERSIKT

Fig. 1 viser et skjematisk bilde av den geologiske oppbygning av området. Fig. 2 viser alle kartlagte bergarter i den rekkefølge de opptrer i feltet. Etter at kartene ble trykt, er det oppdaget en del nye trekk i den geologiske oppbygning av området. Dette har ført til noen navneforandringer som er sammenfattet i Tabell 1.

Kartbladene Alta og Gargia dekker et område hvor tre hovedelementer av norsk berggrunn fremtrer. Det nederste hovedelementet er grunnfjell som tilhører et gammelt kontinent (Baltiske skjold). Grunnfjellsbergartene stikker frem i et tektonisk vindu kalt Alta-Kvæningen-vinduet. De omfatter sedimenter og vulkanitter tilhørende Raipasgruppen. Bergartene tolkes som dannet i grunt hav nær kysten. Ved den karelske fjellkjededannelse (for 1800 mill. år siden) ble de svakt metamorfosert og foldet til en fjellkjede.

Ved slutten av prekambrium var denne fjellkjeden tært ned til et sletteland som havet brente seg inn over. Havet nådde Alta-området sannsynligvis fra nordvest og Bossekopgruppens bergarter (hovedsakelig kvartssandstein) ble avsatt. Så fulgte en ny periode med erosjon, det ble istidklima i den eokambriske tiden med breer og isfjell som avleiret morener ved Alta (Varanger-istiden, 600 mill. år siden). Tillitten (forsteinet morene) danner den nederste formasjon av den eokambriske/kambriske Borrasgruppen. Senere ble også områder lenger mot syd ved Joat'kajavrit nådd av hav slik at der ligger de eokambriske/kambriske bergarter (her kalt Dividalgruppen) direkte på grunnfjell. Bossekop-, Borras- og Dividalgruppen representerer det andre hovedelement.

Under den kaledonske fjellkjededannelse i første halvdel av den paleozoiske tidsalder ble store flak av bergarter som befant seg minst 100 km nordvest for Alta, skjøvet over de for nevnte bergarter. De bergarter som ble skjøvet, kalles alloktone og disse representerer det tredje hovedelement. De bergartsenhetene som ikke er skjøvet, kalles autoktone. I Alta-området forekommer de alloktone bergartene i to flak eller skyvedekker som ligger oppå hverandre: Gargia-dekket (nederst) og Nalganas-dekket. Samlet er disse dekkene kalt Reisadekkekomplekset som er en sydvestlig fortsettelse av Kalakdekkekomplekset (Roberts 1974). Gargia-dekket er delt inn i to litostratigrafiske enheter, nederst den antatt eokambriske Komsgruppen som hovedsakelig består av metaarkoser og øverst Nålfjellgruppen. Nålfjellgruppen er en sammensatt bergartsgruppe. Den består muligens av innskjøvne deler av det underlaget som Reisadekkekomplekset er skjøvet over: dvs. grunnfjellsbergarter av forskjellig alder og opprinnelse (Zwaan & Roberts 1978). Nalganas-dekket består hovedsakelig av metaarkoser av antatt eokambrisk alder og har en noe høyere metamorfosegrad enn Komsgruppens bergarter.

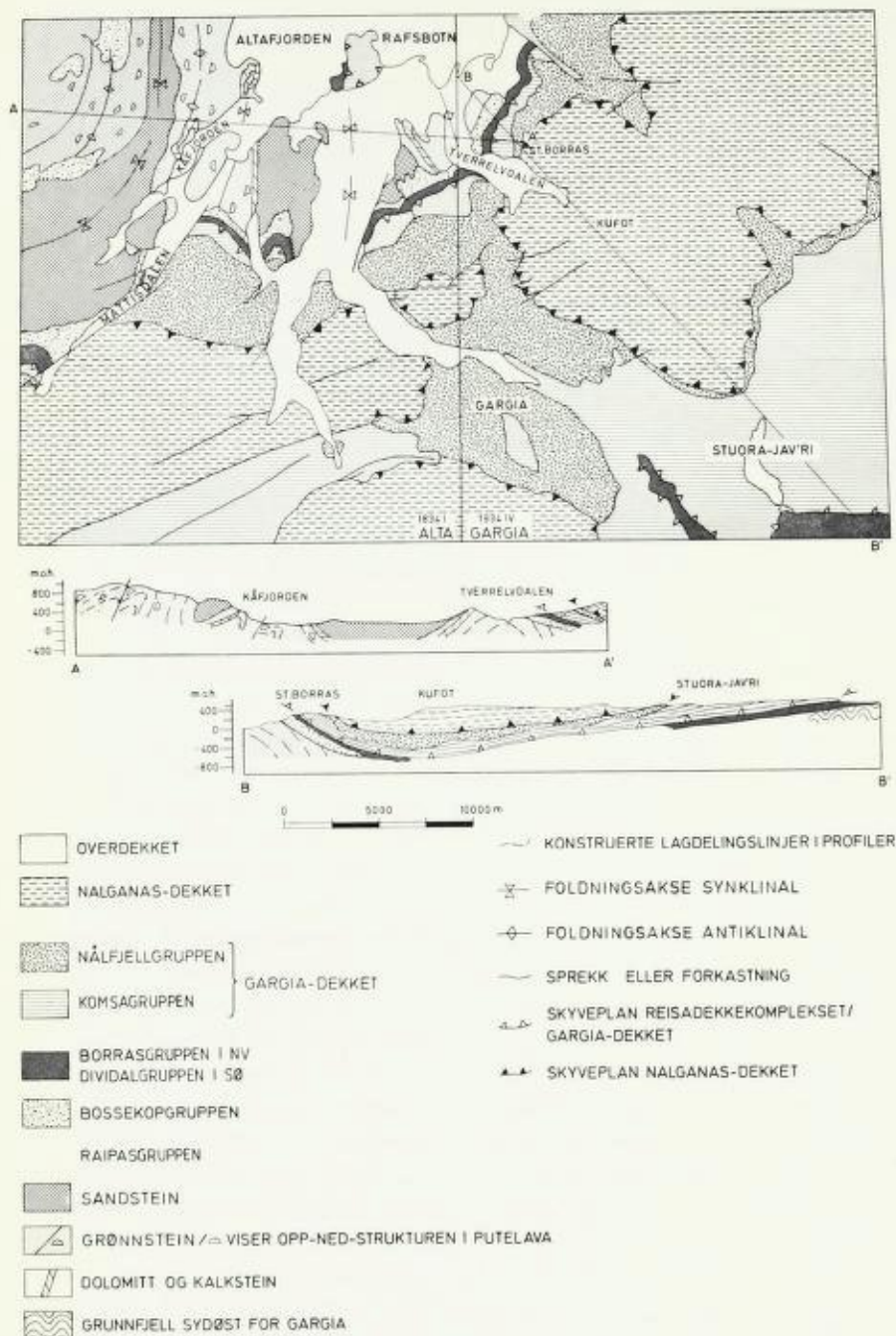


Fig. 1. Skjematiske geologiske kart og profiler.
Schematic geological map and cross-sections.

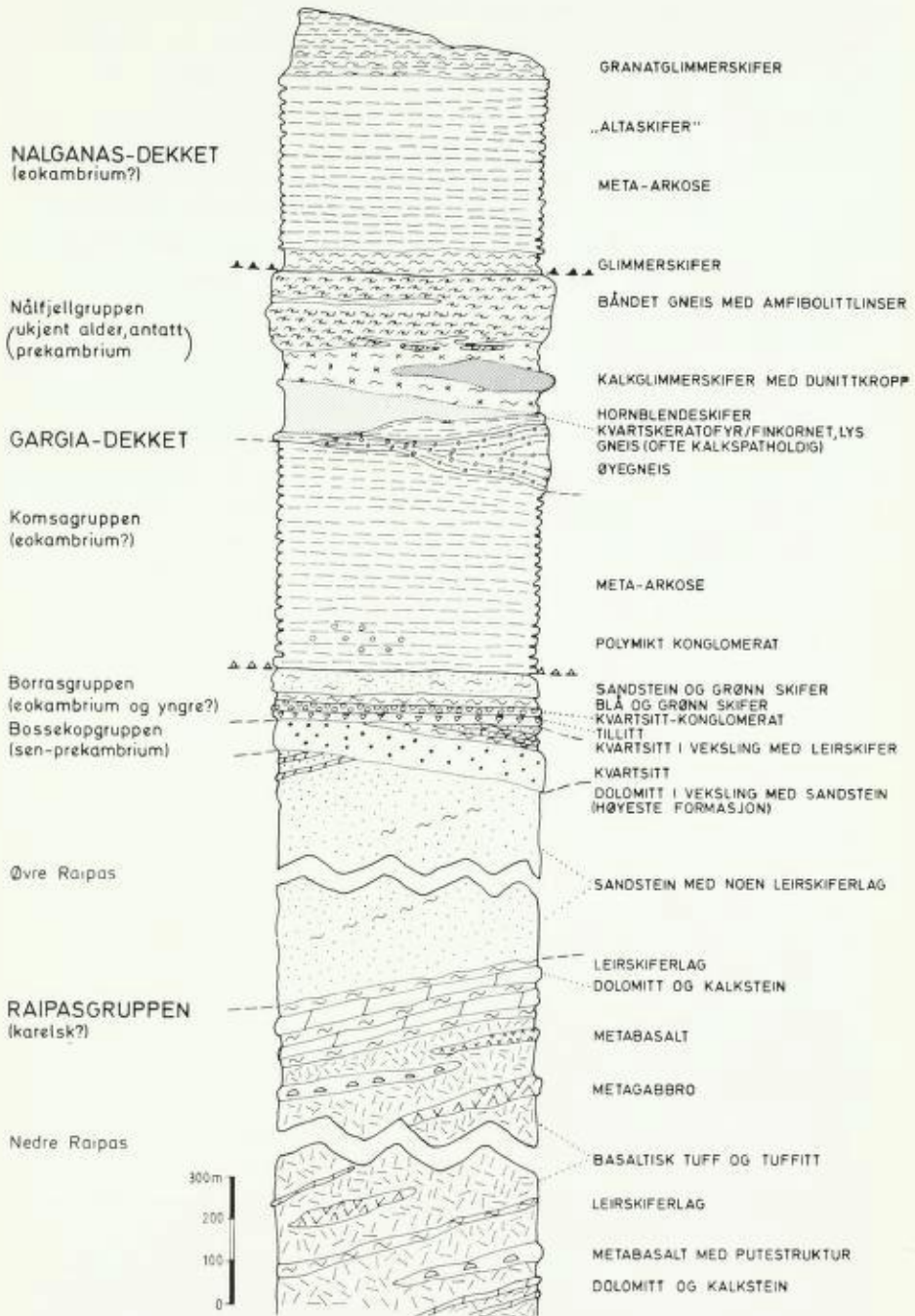


Fig. 2. Tektono-stratigrafisk søyle (kartblad Alta). Vertikalskalaen er omtrentlig.
Tectonostratigraphic column (map-sheet Alta). The vertical scale shown is only
approximate.

GEOGRAFISK OVERSIKT

Det topografiske grunnlaget for de geologiske kartene er de nye M 711-kartbladene 1834 I Alta og 1934 IV Gargia i målestokk 1:50 000. Kartet Alta er trykt på den foreløpige utgaven som kom i 1971. For henvisning til geografiske navn er den ferdige utgaven av kartet, trykt i 1974, brukt. Kartene dekker et område i Vest-Finnmark mellom parallellene 69°45' og 70°N og meridianene 22°49'10" og 24°Ø. Ved feltarbeidet ble dessuten flyfoto – seriene Widerøe (–Fjellanger) 1800 ($\pm 1:38\ 000$) og 2025 ($\pm 1:20\ 000$) benyttet. Overdeknin-gen er forholdsvis liten og bergartsgrensene er godt markert i terrenget slik at fototolkning var til stor hjelp.

På kartet er det angitt hvordan en skal bruke UTM rutenett for referanse-punkter. Dette systemet tillater bare en nøyaktighet av 100 m, derfor fore-trekker vi i noen tilfeller å angi blotninger med 25 meters nøyaktighet etter følgende system: Vår notering 80.425/60.575 svarer til 804₂₅Ø/605₇₅N, som i vanlig notering er 804606.

Topografien i Alta–Gargia-området er sterkt preget av de geologiske forhold-ene. Et kart som viser hellingsforhold er utarbeidet for Alta-bladet (Follestad 1977). Vidde-områdene S og SØ for Alta mellom de store dalforene (høyde om-trent 400 m), er preget av skyvedekkebergarter med tilnærmet horisontal lag-stilling. Mot N og SØ avgrensens skyvedekkene med bratte fjellkanter hvor de lett forvitrende bergartene av Borras- og Dividalgruppen kommer frem under de motstandsdyktige skyvedekkebergartene. Forkastninger og sprekker kommer klart frem som fjellkanter (Mattisdalen, Transfar-elvdalen) og rettlinjede kløfter. Formen av vann er ofte direkte avhengig av sprekker og forkastninger (Buola-majav'ri, 910535). Den nordvestlige fjerdedelen av området som vesentlig om-fatter Raipasgruppens bergarter er mye mer kupert, her finner en høyder opp til over 1100 m. Et typisk trekk er rygger og dalsøkk parallelle med bergarte-nes strøkretning. For kvartærgeologien henvises til beskrivelse til kvartær-geologisk kart 1834 I Alta (Follestad 1979).

TIDLIGERE ARBEID

Autoktone bergarter

Raipasgruppen. Blant pionerene fra forrige århundre nevnes Reusch (1891). De mest fullstendige undersøkelser, før Gautier's kartlegging tok til, var gjort av Høltedahl (1918). Omtrent samtidig skrev Zensen (1915) en «Rapport öfver en geologisk undersökning af Altens koppargruvfors område i Kvæn-angen». En henviser også til de tallrike gruverapporter fra slutten av forrige århundre og fra begynnelsen av dette århundre. Disse finnes i NGU's bergarkiv.

Vokes (1957a+b) studerte mineralparageneser fra den gamle Raipas kobber-gruve. Geukens & Moreau (1960) arbeidet i et område mellom Talvik og Kåfjord. To studenter, Stache (1970) og Mørk (1970), gjorde sine hovedfags-oppgaver om den gamle Kåfjord koppergruve. I tillegg til disse nevnte under-søkelser gjort i Alta-området, henvises til Milnes & Ritchie (1959) som arbei-det med tilsvarende bergarter i Kvænangen. Reitan (1963) undersøkte Komag-fjord-vinduet mellom Altafjorden og Hammerfest. I 1972 og 1973 undersøkte NGU Altenes-vinduet (Fareth 1975).

AUTOKTONE BERGARTER

Raipasgruppen (prekambrium)

Holtedahl (1918) beskrev utførlig de prekambriske bergarter som han kalte Raipas-avdelingen, og delte den inn i tre litostratigrafiske enheter. Zensen (1915) påviste tallrike undersjøiske lavastømmer på grunnlag av putelava-strukturer.

Et første forsøk på å aldersbestemme lavabergartene med K^{40}/Ar^{40} -metoden gir 1500 millioner år (Gautier et al. 1979). Da bergartene er omdannet i lav grønnskiferfacies, er det en minimumsalder (metamorfosealder); en dannelsesalder på ca. 1800–2000 millioner år (karelsk, Barth & Reitan 1963) som en vanligvis antar for disse bergartene, kan derfor ikke utelukkes.

Raipasgruppen er en uformell litostratigrafisk enhet og blir vanligvis skilt i en nedre og øvre del. Det foreslås her å dele den inn i fire uformelle litostratigrafiske enheter med formasjons rang (Tabell 1). Totalmektighet er anslått til 3600 m. Da nedre og øvre grense ikke er blottet, er dette en minimumstykkelse. Rekkefølgen nedenfra og oppover er Kvenvikgrønnsteinen og Storviknesdolomitten (tilsammen nedre Raipas), Skoaøduvarrisandsteinen og Luovusvarriformasjonen (tilsammen øvre Raipas). Overgangene mellom formasjonene er gradvise. Sedimentære strukturer viser at Luovusvarriformasjonen er yngst.

Kvenvikgrønnsteinen består av vulkanske bergarter med en overveiende tholeiitt-basaltisk sammensetning. Bunnen av formasjonen er ikke blottet og anslått minimumstykkelse er 2000 m. Grønnsteinene opptrer som lava, dels putelava og muligens lagerganger (sills). I øvre del av formasjonen er tuff og tuffitt mer framtrædende. Videre opptrer tynne lag av leirskifer og stromatolithholdige karbonatbergarter (hovedsakelig dolomitt) i formasjonen. Stort sett betraktes bergartene i Kvenvikgrønnsteinen som produkter av undersjøiske vulkanutbrudd, iblandet mer eller mindre karbonatholdige sedimenter. De siste blir betraktet som tidevannsavsetninger (A. Siedlecka, pers. medd. 1977).

Storviknesdolomitten består av leirskifer- og stromatolithholdige dolomittlag. Tykkelsen er anslått til 600 m. Formasjonens bergarter blir beskrevet under «dolomitt og kalkstein» (s. 12) og «leirskifer» (s. 13). Bergartene tolkes som dannet i tidevannsområder (A. Siedlecka & A. Elvsborg, pers. medd. 1978).

Den øvre 1000 m av Raipas-gruppen består hovedsakelig av sandstein med noen leirskiferlag (Skoaøduvarrisandsteinen s. 13) og er oppover avgrenset med en 100 m tykk lagrekke av dolomitt i veksling med sandstein (Luovusvarriformasjonen s. 14). Begge typer bergarter betraktes som avsetninger i grunnhav.

Metagabbro, metabasalt og metabasalt med putestruktur. Både metagabbro og metabasalt er feltbetegnelser. Her står metagabbro for en grovkornet (opp til 3 mm) grønnstein, metabasalt for en finkornet (opp til 0.1 mm). En antar at en hovedsakelig har med omdannede lavastømmer å gjøre. Det er i noen tilfeller mulig å følge en enkel lavastrom (tykkelse 5–50 m) over mer enn 15 km. Det kan ikke utelukkes at enkelte lag er intrusive lagerganger ((sills), men dette er meget vanskelig å påvise da bergartene opptrer som parallelle lag med gradvise overganger mot hverandre (Boe & Gautier 1978). Som eksempel på metabasalt

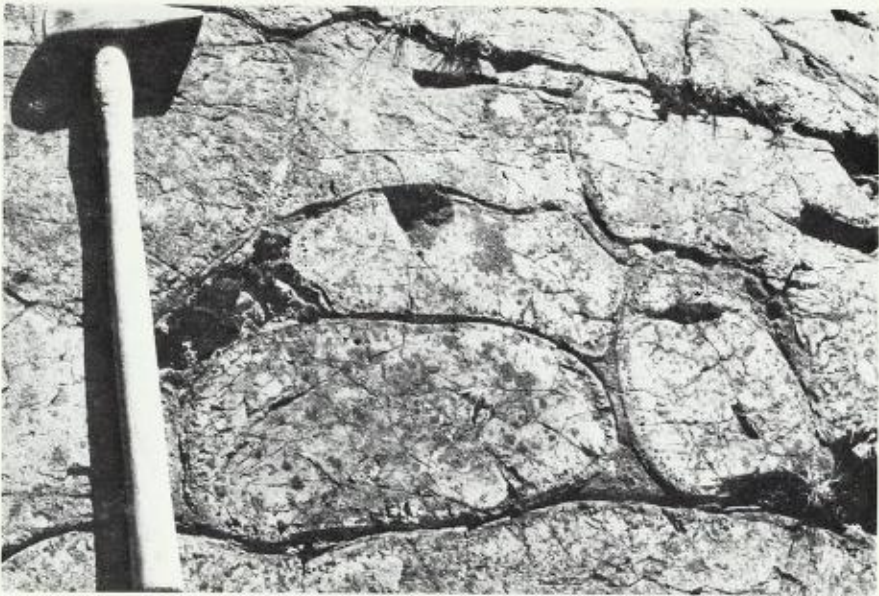


Fig. 3. Foto viser hvorledes 'putene' i putelava orienteres (i tverrsnitt) når de blir avsatt : med den konvekse siden opp, og med en 'utvekst' i rommet mellom to underliggende pute Ringen med fylte blærerom omtrent 1 cm fra skorpe sees tydelig. Raipasgruppen på NV-siden av Kålfjord (79.700/62.150).

Photo demonstrating the cross-sectional shape of pillows in pillow lava : convex side up, with protuberance between two underlying pillows. A ring of amygdalites is seen about 1 cm in from the pillow margins. Raipas Group, NW side of Kålfjorden (79.700/62.150).

med mulig intrusiv karakter kan nevnes den nordvestlige helling av Sak'ku-badni-fjellet. Fra punkt (772593) kan man mot ONØ i fjellveggen se metabasalt som danner store linsener. Disse linsene forstyrrer sammenhengen i sidebergartene. Det kan tyde på en intrusjon, men en kan ikke utelukke at det var en mektig undersjøisk lavastrom som fløt på eller strømmte ut i ikke konsoliderte vannmettede sedimenter (Rittmann 1963, s. 325). En kan også tenke på boudinage for å forklare disse store linsene.

Bergartene danner gjerne langstrakte fjellrygger med rødbrun forvitningsfarge. På friske flater er de mørke til lyse grønne og homogene.

I metabasaltene opptrer ofte putestrukturer. Av og til viser bare topp eller bunn av lavastrommen (metabasaltlaget) putestrukturer. Putestrukturer gir klare opp-ned kriterier (Fig. 3), og siden de forekommer i store mengder, har de en avgjørende betydning for å klarlegge tektonikken. De kriterier som er brukt, er beskrevet av Rittmann (1973). Hvis bergartene er forvitret (dannelse av kloritt) er det ofte vanskelig å oppdage putestrukturane. Den ytre formen av de iaktatte putestrukturer er helt lik de klassiske former som er beskrevet i litteraturen, fra runde til «nyreformete» (Vuagnat 1975). Disse strukturer er ikke tektonisk deformert bortsett fra noe oppsprekning.

Størrelsen er fra 5 cm opp til 1,5 m i tverrsnitt, mens de fleste er fra 20 til 50 cm. Typisk er at «putene» har lagt seg så tett mot hverandre at de har føyet seg til dem som ligger under og ved siden. Den hvite glassaktige skorpen



Fig. 4. Kalkspatlinser i tuff og tuffitt. Kvenvika (807608).
Oval carbonate concretions in tuff and tuffite. Kvenvika (807608).

som skiller dem fra hverandre er noen cm tykk. I puter finnes kloritt-fylte blærerom (amygduler) som viser seg i blotning som blåsvarte prikker i den grønne grunnmassen. Disse prikkene danner en 1 cm tykk sone og 1 til 1,5 cm innenfor overflaten av putene (Fig. 3).

Følgende mineralselskap finnes både i metagabbro, metabasalt og metabasalt med putestrukturer:

- albitt + augitt ± uralitt + epidot + kloritt + leukoksen ± aktinolit ±
opake og aksessoriske mineraler
- albitt + augitt ± uralitt + epidot + kloritt + leukoksen ± biotitt ±
aksessoriske mineraler
- albitt + uralitt + leukoksen ± hornblende
- albitt + aktinolit + epidot + leukoksen ± kloritt ±
aksessoriske mineraler
- albitt + uralitt + epidot + kloritt + leukoksen ± biotitt ±
aksessoriske mineraler

På frisk overflate viser metagabbroen intersertal til ofittisk tekstur. Metabasalten viser de samme teksturer i mikroskop. Teksturen i putene er intersertal med fine feltspatnåler i en grunnmasse av mest aktinolit. Aktinolit er mer eller mindre omdannet til kloritt, epidot og leukoksen og kan være boyd på grunn av deformasjon. Mot sentrum av putene er aktinolitten helt uodannet.

Basaltisk tuff og tuffitt. Basaltisk tuff er en vulkansk-sedimentær bergart dannet av aske. Tuffitt oppstår ved blanding av vulkansk aske med terrigene sedimenter; her hovedsakelig leire. Det opptrer dessuten tynne karbonatbånd. Da

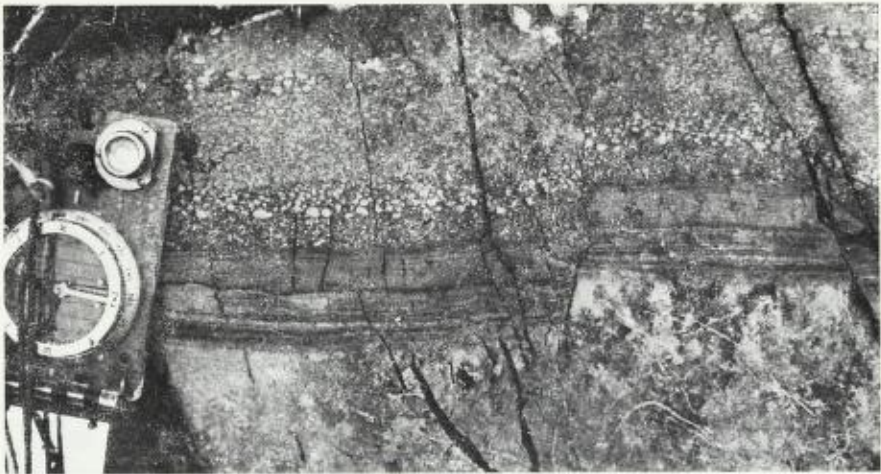


Fig. 5. Regndråpe lapilli. Raipasgruppen, Tverrelvdalen ved Skillemo (92.875/60.625).
Raindrop lapilli. Raipas Group, Tverrelvdalen near Skillemo (92.875/60.625).

tuff og tuffitt veksler hurtig over kort avstand er de ikke skilt fra hverandre på kartet.

Ved steil lagstilling er bergartene ofte sterkt forskifret og forvittret. Bergartene er sterkere tilgrodd enn metagabbro og metabasalt. Kontakten med disse er ofte dekket av morene og ur. Soner med tuff/tuffitt har tendens til å danne søkk i landskapet.

Både tuff og tuffitt viser på friskt brudd ofte en mørkegrønn til svart bånding. Båndene er for det meste 5 mm tykke, men kan bli opp til 3 cm. Bergartene er tette til glassaktige. Innen de enkelte bånd opptrer lokalt gradert lagning. Sammen med eller uavhengig av bånd med gradert lagning finnes bånd med krysskikting. Disse bånd er noen cm tykke. I tuff og tuffitt med eller uten bånding kan en finne horisonter med linsler bestående av grå kalkspat. Disse linsene har vanligvis et tverrsnitt på 10–15 cm, maksimalt 40 cm (Fig. 4). Disse horisontene er ledsaget av 5 cm tykke sammenhengende karbonatbånd som er parallelle med lagdelingen. Dannelsesmåten er usikker.

En annen typisk struktur er regndråpe lapilli. Den dannes av kuler opp til 0,5 cm i diameter bestående av tuffittisk materiale i en grunnmasse av samme materiale. Shrock (1948) mener at kulene dannes ved at vulkansk støv samles i regndråper når disse faller gjennom en sky av vulkansk støv under et vulkanutbrudd (Fig. 5).

Mineralsammensetningen av tuff er helt lik metagabbroens, men er ofte vanskelig å bestemme p.g.a. at den er mest kryptokrystallinsk.

Metagabbro med basaltiske tufflag og metabasalt med basaltiske tufflag. Det opptrer tuff- og tuffittlag mellom metagabbro- og metabasaltlag. På kart i målestokk 1 : 50 000 er det ikke mulig å tegne de forskjellige lag, men de kommer klart frem i terrenget og på flybilder.

Tabell 2. Kjemiske analyser av eruptive bergarter tilhørende nedre delen av Raipasgruppen (Kvinvikgrønnsteinen)
Chemical analyses of igneous rocks belonging to the lower part of the Raipas Group (Kvenvik greenstone)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48.83	54.41	48.52	49.70	50.45	47.20	50.31
TiO ₂	1.31	1.09	2.09	1.81	1.24	1.41	1.28
Al ₂ O ₃	13.74	15.62	11.52	11.83	11.30	13.09	13.18
Fe ₂ O ₃	3.56	3.63	5.09	11.18	3.05	5.43	4.21
FeO	8.99	6.55	11.20	6.86	7.25	8.10	8.22
MnO	0.20	0.20	0.22	0.11	0.14	0.20	0.19
MgO	6.97	5.55	5.28	6.18	5.98	6.87	6.38
CaO	10.89	4.53	10.59	4.49	10.30	7.58	11.16
Na ₂ O	2.11	6.42	1.57	4.94	1.86	4.24	2.18
K ₂ O	0.61	0.04	0.06	1.07	0.12	0.31	0.17
P ₂ O ₅	0.12	0.15	0.19	0.17	0.10	0.12	0.13
H ₂ O ⁺	3.27	2.92	3.68	2.08	3.71	4.50	2.96
CO ₂	0.00	0.00	0.17	0.16	3.50	1.97	0.21
Sum	100.60	101.11	100.18	100.58	99.00	101.02	100.58

Analytiker: Mme. F. Lamouille, Universitetet i Genève.

Koord. til prøvene:

1: metagabbro	792600	5 metabasalt	813598
2: putelava (sentrum)	782648	6: tuff med krysskiktning	915624
3: metagabbro	797647	7: metabasalt	708616
4: metagabbro	776602		

Basaltisk tuff og tuffitt med dolomittlinser. I enkelte områder opptrer tynne, sammenhengende dolomittlag i tuff/tuffittene. De kan ikke følges over lengre avstand.

Basaltisk tuff og tuffitt med leirskiferlag. Tuff og tuffitt går ofte gradvis over i en ren leirskifer. Det er ikke mulig å angi nøyaktige grenser, i stedet er det brukt symboler på kartene der hvor bergartene har en klar leirskiferkarakter.

Kjemisk sammensetning av metagabbro, metabasalt, tuff. Av prøver tatt i årene 1971–1975 i hele Alta-Kvænangen vinduet fra eruptivbergartene tilhørende Kvenvikgrønnsteinen er det gjort en rekke kjemiske analyser ved bruk av rontgenfluorescens-metoden (Tabell 2). Analysene viser en ensartet tholeitt-basaltisk sammensetning av bergartene (Gautier 1977). Flere prøver er delvis spilittisert og har høyt H₂O-innhold.

Leirskifer med dolomittlinser. I Sak'kubadni opptrer imellom basaltene en vel 100 m tykk sone bestående av leirskifer med tynne, uregelmessige dolomittlag.

Dolomitt og kalkstein. I nedre del av Kvenvikgrønnsteinen forekommer lag med karbonatbergarter av skiftende karakter, men hovedsakelig bestående av dolomitt. De kan bli opp til flere ti-talls meter tykke og er båndet i 2–3 m tykke dolomittbånd i veksling med opp til 3 cm tykke leirskiferlag. Dolomitt-

båndene er sammensatt av 3–5 mm tykke skikt som bergartene lett spalter etter. Stromatolitt-strukturer er funnet flere steder. Fargen på friskt brudd er fra lys gul til lys grønn, forvitret overflate er grønn til svart, av og til finnes spredte svovelkiskrystaller. Ved Kåfjord finnes en rosa-fiolett variant som består av mm til cm tykke mørke og lyse bånd med brun forvittringsfarge. Når disse dolomittbåndene opptrer ved Kåfjord en kalkspaltholdig sandstein. I tillegg til de ovennevnte bergartene opptrer isolerte ikke kartleggbare dolomitt- og kalksteinslag i hele Kvenvikgrønnsteinen.

På Storvikneset (815645) finnes dolomitt og kalkstein (angitt med blått) og leirskifer (angitt med grønt) som tilsammen danner Storviknesdolomitten (Tabell 1). Leirskifer blir beskrevet nedenfor. Dolomitten tilhørende denne formasjonen deles inn i en massiv type og den laminerte typen beskrevet foran. På østsiden av Kvenvika (817609) finnes den massive typen. Den har på friskt brudd en hvit til fiolett farge og er beige på forvitret overflate. Dolomitten inneholder tallrike årer av chert og noen cm store hvite til rosa kvarts- og jaspisknoller. Disse SiO_2 -rike årene og knollene står opp på forvitret overflate. Høyere opp i stratigrafien er det to lag av laminert dolomitt. Disse lagene har kobbermineralisering. På Storvikneset finnes begge typer dolomitt, her atskillig tykkere enn i Kvenvika opp til 70 cm.

Dolomittveggen på vestsiden av Mattisdalen består av den massive typen med mange sedimentære strukturer som bølgeslagsmerker og en intraformasjonal breksje. Den tynnlaminerte typen er godt utviklet i lille Raipasfjellet hvor den er opptil 80 m mektig. I denne dolomitten har Holtedahl (1918) beskrevet ca. 30 cm tykke lag av finger-tynne, søyleaktige stromatolitter.

Leirskifer. Leirskiferlag i kartleggbare tykkelse opptrer bare (bortsett fra leirskiferlag med dolomittlinser, se ovenfor) i Storviknesdolomitten. Leirskiferen er mørkegrå og svakt glinsende, den har ofte en kløvskeifrighet. I mikroskopet sees små avrundete kvartskorn liggende i en meget finkornet grunnmasse av kloritt og serisitt. Videre sees idiomorfe turmalinkrystaller (schorlitt).

Sandstein med noen leirskiferlag. De overste 1000 m av Raipasgruppen er sandstein med noen leirskiferlag og danner Skoaððuvarrisandsteinen (s. 8). De få, spredte forekommende leirskiferlagene er opptil 4 m tykke. Sandsteinen er meget massiv, oppførte seg stivt under deformasjonen og er derfor sterkt oppsprukket. Den er nesten ikke tilgrodd. Fargen varierer fra grågrønn nederst, over grå i midten til fiolett overst. Sandsteinen viser lokalt sedimentære strukturer som bølgeslagsmerker (Fig. 6), gradert lagning, krysskiktning, turbiditt-strukturer (Bouma-sekvens) og andre. Sandsteinen er finkornet (gjennomgående 0,5 mm) og består hovedsakelig av kvarts med mindre mengder feltspat (omtrent 8%). Feltspaten er mest albitt, men det finnes også mikroklin. Kornene er noe rundete og kantete. Grunnmassen utgjør omtrent 15% og bergarten er derfor en overgangstype mellom feltspatisk gråvacke og arkosisk vakke (Pettijohn et al. 1972). Grunnmassen består hovedsakelig av parallellorienterte, nydannete serisitt- og klorittkrystaller (0,05–0,1 mm og



Fig. 6. Bolgeslagsmerker i sandstein med noen leirskiferlag (nå: Skoaððuvarrisandsteinen). Sted: Riksvei 6 mellom Jemmeluft (Alta) og Kvenvik.
Ripple marks in sandstone with some argillaceous layers (now: Skoaððuvarri sandstone).
Locality: highway nr. 6 between Jemmeluft (Alta) and Kvenvik.

mindre) som danner en svak foliasjon. Aksessorisk forekommer noe rundete zirkon-krystaller og nydannet turmalin, stilpnomelan og grønn biotitt.

Dolomitt i veksling med sandstein. De overste 100 m av Luovusvarri (755555) består av flere meter tykke dolomittlag i veksling med sandsteinslag (Fig. 9). Nede i Botnelvdalen finnes de samme lagene, og her går dolomittlagene lateralt over i sandsteinen. Selv om den stratigrafiske posisjon er usikker p. g. a. kaledonsk deformasjon (Fig. 9) mener Gautier at denne lagrekken stemmer overens med en lagrekke av dolomitt og sandstein som utgjør den øverste delen av Raipasgruppen i Flintfjellområdet vest for kartblad Alta. Han foreslår å skille lagrekken ut som en egen og øverste formasjon av Raipasgruppen og kaller den Luovusvarriformasjonen (Tabell 1). Dolomittlagene er tynnskikket og har på friskt brudd en hvite til rosa farge, mens de forvitrer lyst brunt. Dolomitten er delvis silisifisert.

På spalteflater sees bolgeslagsmerker og en finner godt oppbevarte stromatolitter (A. Elvsborg pers. medd. 1978). Sandsteinen er en mørkegrå gråvakke i veksling med lysegrå leirskiferlag. Gråvakken varierer sterkt i sammensetning. Et flerfarget grovkornet gråvakke med mye jaspisfragmenter danner et av de nederste lagene.

Bossekopgruppen

De meget svakt metamorfe sedimentene som hviler på Raipasgruppens bergarter i det nordlige kartområdet (Fig. 7), kalte Høltedahl (1918) Bossekopavdelingen. Foyn (1964) delte avdelingen inn i to grupper. Den nedre (hoved-

Fig. 7. Nordhellingen av Gurbmutvarri sett fra Langvatnet (791575). a) Kvartsitt, Bossekopgruppen, b) Tillitt, Borrasgruppen, c) Kvartsittkonglomerat, d) Blå og grønn skifer, e) Kvartssandsteinsbenk i blå og grønn skifer, f) Meta-arkose, Komsgruppen (nå: Komsameta-arkose).

s — skyvesone til Gargia-dekket.

Northern slope of Gurbmutvarri seen from Langvatnet (791575). a) Quartzite, Bossekop Group, b) Tillite, Borras Group, c) Quartzite conglomerate, d) Blue and green shale, e) Quartzite sandstone layer in blue and green shale, f) Meta-arkose, Komsa Group (now: Komsa meta-arkose).

s — Basal thrust zone of Gargia Nappe.



sakelig en kvartssandstein som Holtedahl ga betegnelsen kvartsitt), kalte han Bossekopgruppen og jevnførte den med en del av den eldre sandsteinserie i Tana og Porsanger (Føyn 1964). Denne serien ble senere kalt Tanafjordgruppen (Siedlecka og Siedlecki 1971) og er av senprekambrisk alder. Denne jevnføring ble bekreftet ved at I. Bakke, Zwaan og Siedlecki (dagbøker 1975, NGU arkiv) fant Bossekopgruppens kvartsitt i vest ved Kvænangen overlagret av en stromatolittholdig dolomitt. Roberts & Fareth (1974) ga gruppen formasjonsstatus. Ved undersøkelser utført i 1979 av Føyn, Siedlecki og Zwaan ble det fastslått at Bossekopgruppen kunne deles inn i tre stratigrafiske enheter tilsvarende formasjonene Gamafjell, Vagge og Hanglečærro i Tanafjordgruppen. Det foreslås derfor å beholde navnet Bossekopgruppen.

Kvartsitt. Bossekopgruppens basale lag består ved Skoaððduvarri (834572) av et 2–3 dm tykt finkornet, godt sortert rødlig kvartskonglomerat. Kornene er gjennomgående 4 mm store. Holtedahl beskriver et sted 1 km syd-sydvest for broen over Transfarelva et konglomerat med 5 cm store boller presset til linser. Bollene er mest kvarts, men også av siltstein, muligens tilhørende Raipasgruppen. Konglomeratet markerer den marine transgressjonen over det prekambriske peneplanet. Andre steder begynner Bossekopgruppen med en sandstein eller lys rødbrun siltstein med sandlag i mellom. Kontakten er alltid sedimentær, men kan være foldet. Over de noe sandige lagene følger flere meter med siltstein og leirskifer før den opp til 140 m mektige sandsteinen (Holtedahls kvartsitt) begynner. De første 10–20 m er en svakt båndet, rød kvartssandstein i vekslingslag med siltsteinslag. Oppover blir den en massiv, gråhvit til rødlig middelskornet kvartssandstein. På forskjellige nivåer opptrer opptil flere

m tykke rødbrune leirskifer- og siltsteinslag. De øverste omtrent 30 m er en meget ren lys grå til rød kvartsitt uten synlige feltspatkorn og uten silsteinslag (P. Ryghaug, pers. medd. 1978). Lokalt finnes sedimentære strukturer som gradert lagning, krysskiktning, tørkesprekker og bølgeslagsmerker. Sandsteinen består hovedsakelig av rundete kvartskorn og noen feltspatkorn (mikroklin). Kornene har en mørkerød jernoksydhinne. Kornene er tettpakket og vokst sammen ved kvartsnydannelse. Bergartene tolkes som en gruntvannsavsetning og tilsvare Gamassfjellformasjonen.

Kvartsitt i vekslning med leirskifer. Nord for Tverrelvdalen på kartblad Gargia og i Gurbmurvarri på kartblad Alta (P. Ryghaug, pers. medd. 1978; ikke vist på kartet), opptrer mellom Bossekopgruppens kvartsitt og Borrassgruppens nedre lag (tillitt) en opptil 35 m tykk sone med tyntspaltende kvartssandstein og leirskifer. Bergartene er grå, men kan også være rødlige. Ved lille Borrassfjellet er tykkelsen opp i 30 m. Bergarten tilsvare Vaggeformasjonen. Lenger mot nord kiler det seg inn mellom skiferen og tillitten hvite kvartssandsteinbenker med en tykkelse opp til 10 m. Denne bergart tilsvare Hangleærroformasjonen. Tillitten ligger derfor på yngre lag av Bossekopformasjonen når en går mot nordøst (Føyn 1964) og mot vest.

Borrassgruppen

Borrassgruppens basale lag (tillitt) ligger med en svak primær vinkeldiskordans på Bossekopgruppen (se kvartsitt med leirskifer). Føyn (1964) la dette til grunn for to-delingen av Holtedahl's Bossekopavdeling. Føyn kalte den øverste delen for Borrassgruppen. Tillitten svarer til 'øvre tillitt' i Øst-Finnmark (Føyn 1964) og har en Eokambriisk alder (Føyn 1967). Over tillitten følger tre bergartsenheter: kvartsittkonglomerat, blå og grønn skifer og en enhet med kvartsitt og skifer (Fig. 7). Overgangene mellom enhetene er gradvise. Hver enhet kan følges over stor avstand. Total mektighet går opp til 60 m (Holtedahl 1918), men den opprinnelige avsetningstykkelse er ukjent da bergartene er avskåret ved det overliggende skyvedekkekomplekset (s. 3). De tre ovenfor nevnte enhetene kan korreleres med de tre nederste enheter av Dividalgruppen blottet i den syd-østlige delen av kartområdet ved Joat'kjav'rit og i Altaelvdalen (s. 17). Ved undersøkelser utført i 1979 av Føyn, Siedlecki og Zwaan ble det fastslått at kvartsittene og skifrene som forekommer i selve Bossekopfjellet og på vestsiden av Komsafjellet ikke tilhører Borrassgruppen, slik som det er angitt på Altakartet. Bergartene tilhører Bossekopgruppen (Føyn 1964), men en sikker detaljkorrelering med Bossekopgruppens bergarter i Borrass- og Raipasfjellene lot seg ikke gjennomføre.

Tillitt. Dette er et meget karakteristisk, dårlig sortert konglomerat som av Holtedahl (1918) for første gang ble tolket som tillitt. Han mente videre at vi har med materiale å gjøre som falt ned fra drivende isfjell. Bergarten har en jevn tykkelse på omtrent 10 m. Tillitten består av avrundete til skarpkantede fragmenter fra noen mm opp til 60 cm. De store fragmentene er mer avrundet

enn de mindre og ligger spredt i grunnmassen uten antydning til lagning. Bergarten virker gradert ved at det oppover er mer av den finkornete grunnmassen og mindre av innleirede fragmenter, til en overst får en steinfri brun siltstein. Fragmentene stammer delvis fra det lokale avsetningsområdet som forvitret dolomitt og Bossekopgruppens sandstein. Det finnes også langtransporterte fragmenter som finkornet lys og mørk gneis, sannsynligvis fra grunnfjellet i syd. Det finnes også kantslitte steiner (tolket som et resultat av vind erosjon) og store steiner med skuringsstriper (Holtedahl 1918). Grunnmassen helt nederst er lik sandsteinen tilhørende den underliggende Bossekopgruppen, men etter noen cm blir den en rødbrun siltstein til leirskifer. I tynnsliip er matriksen tett til middelskornet med skarpkantede korn opp til 0,5 mm. Kornene er mest kvarts, men også feltspat og bergartsfragmenter.

Kvartsitt-konglomerat. Den følgende enheten av Borrassgruppen er omtrent 20 m tykk og begynner med en lys grå til hvit og rød kvartssandstein med tynne røde lag av leirskifer/siltstein. Dette representerer en gradvis overgang fra den underliggende rødbrune leirskiferen som danner toppen av tillitten. Høyere oppe opptrer et godt sortert kvarts-konglomerat med kantrundete, gjennomgående 3 cm store boller. Bollene er hvite til rosa på farge. Konglomeratene er lik basal-konglomeratet i Dividalgruppen og markerer der den marine transgresjon.

Blå og grønn skifer. Denne enheten er fra 3 m til 5 m tykk og består av blå leirskifer og siltstein som noen steder er rød-, grønn- og gulflekket. Midt i denne enheten finnes en 1 m tykk lys kvartssandsteinsbenk (Fig. 7). Leirskiferen er på grunn av kryssende sprekker spaltet opp i små romboederformede biter.

Kvartsitt og skifer. Enheten begynner med en 0,5 m tykk lys kvartssandsteinsbenk. Over den forekommer en tynnbenket kvartsittisk sandstein i lys grå til mørke grå og røde farger i veksling med mm til noen cm tykke grågrønne siltsteinslag. Sonen er 2–20 m tykk.

Dividalen øst for Gargia

Bergartene tilhørende Dividalgruppen kan jevnføres med Borrassgruppens tre øverste enheter og er også meget svakt metamorfe. Total mektighet er omtrent 150 m, men også her gjelder det at den opprinnelige avsetningstykkelse er ukjent da bergartene er avskåret ved det overliggende skyvedekkekomplekset (Fig. 8).

Holtedahl (1918) beskrev for første gang de autoktone bergarter blottet i Altaelvdalen øst for Gargia ('Torghatten profil' i en kloft SØ for Sav'cogården straks utenfor kartgrensen og ved Dødningskloften 3½ km øst for Joat'kajav'ri (fjellstue). Han skilte mellom følgende 'underavdelinger':

1. nederst, basalkonglomerat med sandsteinslag,
2. nedre leirskifer,
3. sandstein og
4. øvre leirskifer med lokalt en benk av sterk forkislet dolomitt

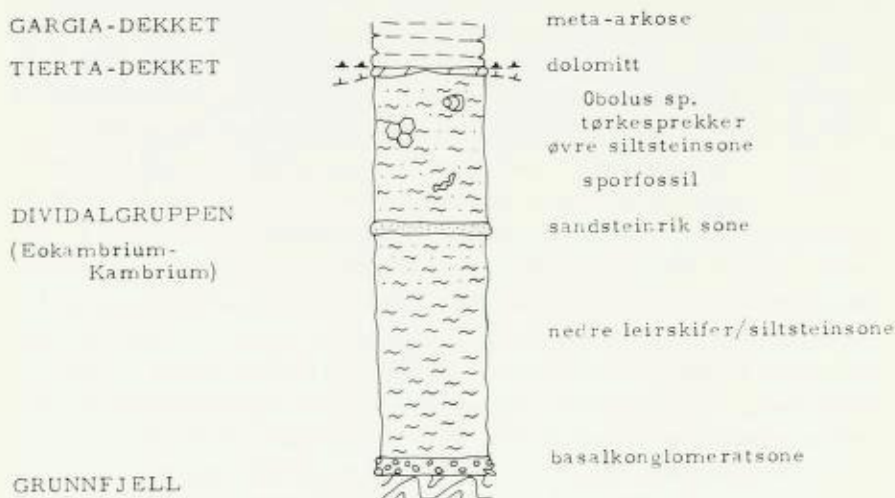
Dividalgruppen øst for Gargia

Fig. 8. Skjematisk tektonostratigrafisk søyle for bergarter øst for Gargia.
Schematic tectono-stratigraphic column for rocks east of Gargia.

øverst. I 1971 ble et profil på syd-siden av Væhænivaronga (030437), undersøkt. Holvedahls inndeling gjenfinnes i grove trekk, men en del av leirskifrene vil nå bli betegnet som siltstein.

Holvedahls inndeling lar seg i grove trekk jevnføre med den inndelingen Foyn (1967) gjorde for Dividalgruppen ved å ta utgangspunkt i Halkavarreprofilen på østsiden av Lakselvdalen. En mer detaljert korrelasjon over et så stort område er tvilsomt da en har med hurtige faciesvekslinger å gjøre i en lagrekke med liten mektighet (Mathiesen 1972 og Bjørlykke & Fareth 1973), avsatt langs den daværende kysten. I motsetning til Borrásgruppen i Alta, som begynner med tillitt og ligger på Bossekopgruppen, ligger Dividalsgruppens basale lag direkte på grunnfjellet. Forklaringen er muligens at sjøen som sedimentene tilhørende Bossekopgruppen ble avsatt i, ikke nådde lenger syd enn til Gargia. Holvedahl fant det kambriske fossil *Obolus sp.* i «øvre leirskifer» 130 m over grunnfjellspeneplanet i Altaelvns østre skråning straks syd for Gargiakartområdet. Foyn (1967) anser den fossillose del av lagrekken (de tre nederste enheter eller «underavdelinger») for å tilhøre eokambrium.

Udifferensiert, basalkonglomerat, leirskifer, siltstein, sandstein og dolomitt. Basallagene (5 m) består av kvartskonglomeratbenker i veksling med lag av grovkornet, mørk blå kvartssandstein. Konglomeratet består av vel rundete 1 til 4 cm store boller. Grunnmassen består av kvartskorn, omdannet feltspat og mye biotitt. Ved Torghatten (syd for kartkanten) ligger basallagene på forvitrede diorittiske grunnfjellsbergarter (Holvedahl 1918). Den nedre leirskifer/siltstein er ikke funnet komplett blottet, men en antar en mektighet på 70–80

m. I sin nedre del består den av grønn, brun og gul leirskifer; oppover blir det en veksling av grå siltstein og rød og grønn leirskifer samt tynne sandsteinsbenker.

Ved Våhæivaronga skiller et 3 m tykt sandsteinslag den nedre og øvre leirskifer fra hverandre. Det er en veksling av lys grågul, grovkornet sandstein og finkornet, rød sandstein. Den viser sedimentære strukturer som gradert lagning, krysskiktning og innesluttede leirskiferfragmenter.

Den øvre siltstein er vesentlig en tynnbåndet (noen cm), grågrønn siltstein med brun forvitring; mektighet 50–60 cm. Typisk er mange sedimentære strukturer, tørkesprekker og sporfossiler. I denne bergart fant Holtedahl ved Torghatten hornskallede brachiopoder av slekten *Obolus* (Holtedahl 1918). Omtrent 4 m under dekkegrensen opptrer en 1 m tykk lys kvartssandsteinsbenk som kan følges i hele øvre Altaelvdalen. Benken er delvis foldet i overfoldete bøyingsfolder. Lokalt mot skyveplanet opptrer tynne (opp til 1 m) linsler av forkiset dolomitt som sannsynlig ikke tilhører Dividalgruppen. De er rester av et tynt dekke kalt Tierta-dekket (Zwaan i Fareth et al. 1977). Linsene stammer sannsynligvis fra den dolomitten som ligger over Bossekop sandstein ved Kvæningen (s. 15). Linsene ble revet med da Reisa-dekkekomplekset ble skjøvet mot SØ til sin nåværende posisjon (Zwaan & Roberts 1978).

ALLOKTONE BERGARTER

Gargia-dekket og Nalganas-dekket ble skjøvet til sin nåværende posisjon som et samlet kompleks i en sen fase av den kaledonske fjellkjededannelse. Det foreslås derfor å kalle dekkene tilsammen Reisa-dekkekomplekset, som tilsvarer Kalak-dekkekomplekset lenger mot NO (Roberts 1974). Det er ikke utført radiometriske aldersbestemmelser av dekkebergartene, og heller ikke funnet fossiler. Ut fra sammenligning med dekkebergartene i nabo-områdene i nord, hvor det foreligger enkelte aldersbestemmelser og fossilfunn (Roberts 1974), er det mest rimelig å anta at Gargia-dekkets undre del (Komsagruppen) samt Nalganas-dekket er av eokambrisk (kambrisk alder). Den øvre delen av Gargia-dekket, Nålfjellgruppen, kan ikke sammenlignes med kjente bergarter fra nærliggende områder, og bergartenes opprinnelse og alder er uvisst. Det er mest sannsynlig å anta at Nålfjellgruppen er et flak av grunnfjellsbergarter som er skjøvet opp fra underlaget (Zwaan & Roberts 1978). Mektigheten av bergartene er vanskelig å beregne på grunn av de flerfasete deformasjoner, særlig flattrykning og folding.

Gargia-dekket

Komsagruppen

Komsagruppen består både i Alta-Gargiaområdet og de tilstøtende områder (Zwaan et al. 1975) av en meget homogen lagpakke av meta-arkoser. Total tykkelse er omtrent 500 m. P. g. a. dens homogenitet foreslås å gi gruppen uformell formasjonsbetegnelse: Komsameta-arkosen. I Komsafjellet (870650) er meta-arkosene bra utviklet og lett tilgjengelig. Forskjellen fra Nalganas-dekkets meta-arkoser er små og vil bli behandlet etterhvert. Bergartene egner seg, i motsetning til de i Nalganas-dekket, ikke til skiferdrift (s. 43).

Tabell 3. Mineralinnholdet av meta-arkosene fra Komsagruppen (Komsameta-arkosen) bestemt ved anslått areal % av mineralene i tynnslip. Som aksessorier i flere av prøvene forekommer: apatitt og opake mineraler

Mineral content of the meta-arkoses of the Komsa Group (Komsa meta-arkose) estimated as an areal-percentage of the mineral assemblage in thin-sections. Apatite and opaque minerals occur as accessories in several samples

	686	502	439A	439B	438
kvarts	35	35	50	60	56
karbonat	5				
plagioklas	20	23	20	10	10
alk. feltspat		2	10	10	2
epidot		18	2	1	2
kloritt	5	10			1
lys glimmer	35	12	18	18	27
titanitt				1	2

Koord. til prøvene:

686: 81.150/54.750

502: 86.325/44.400

439A og B: 88.375/45.200

438: 88.150/45.750

Meta-arkose. Meta-arkosen opptrer i middels til mørk grågrønne benker med tykkelse fra noen cm til noen dm. Benkene er planparallele. Mellom benkene fremtrer mm-tynne, mørk grågrønne glimmer-klorittrike skikt. Tykke glimmerrike lag er sjeldne. Bergarten er gjennomført av kvarts-feltspat-årer. Typisk for meta-arkosen er en blastomylonittisk foliasjon. Den er oppstått ved delvis nedknusing og parallell orientering av store sedimentkorn som kvarts, plagioklas, alkalifeltspat og bergartsfragmenter til linseformige fragmentagregater. Linsene er 0,5–1 mm tykke og ligger i en grunnmasse av rekrystallisert kvarts og feltspat, samt varierende mengder av glimmer- og epidotmineraler. Kornstørrelse for grunnmassen er 0,03–0,1 mm. De glimmer-klorittrike skiktene viser en klar skiffrighet ved parallell orientering av alle mineraler som lokalt er sterkt småfoldet og knust. Kornstørrelsen er fra 0,01–0,05 mm. Mineralinnholdet i noen meta-arkose-prøver fremgår av Tabell 3. Sammensetningen viser at den opprinnelige bergarten varierte fra en arkose til en feltspatisk gråvakke (Pettijohn et al. 1972). Plagioklas varierer fra albitt til oligoklas, mens feltspat i grunnmassen (nydannet) sannsynligvis bare er albitt.

I den nedre delen av Komsameta-arkosen øst for Gargia (rundt Stourajav'ri 085440) opptrer et opp til 50 m tykt polymikt konglomerat (ikke inntegnet på kartet). Konglomeratet er dårlig sortert med boller fra 0,1 til 1 cm og rundete til kantete. Bollene består av hvit til rosa feltspat, rød jaspis, blå kvarts og noen bergartsfragmenter.

Nålfjellgruppen

Gruppen består av to kategorier bergarter. Den ene er gneis og amfibolitt og antas å være fragmenter av eldre grunnfjell. Den andre er metamorfoserte sedimenter og vulkanske bergarter og antas å være fragmenter av yngre

(karelsk?) grunnfjell. Det foreslås derfor å forandre betegnelsen gruppe til kompleks (Nålfjell 825525). Bergartene er foldet og svakt metamorfosert ved den kaledonske fjellkjededannelsen. De opptrer klart diskordant mot over- og underliggende meta-arkoser. Øvre og lokalt også nedre grense utgjøres av glimmerskifer (s. 24). Glimmerskiferen tolkes som en skyvesone, bestående av knuste og rekrystalliserte fragmenter av bergarter både fra Gargia- og Nalganas-dekket. Komplekset er maksimalt 500 m tykt, men kiler ut mot syd og sydøst. Her er komplekset nedknust til en bred skyvesone bestående av ovennevnte glimmerskifer med fragmenter og flak av Nålfjellkompleksets opprinnelige bergarter (Gålgutvarit koord. 090540). Skyvegrensen mot det overliggende Nalganas-dekket er her tegnet over glimmerskiferen, men en kunne like godt ha tegnet en skyvegrense under glimmerskiferen.

Gneis, båndet gneis, øyegneis. I kartområdet er gneiser som grenser mot overliggende Nalganas-dekket overveiende båndete gneiser, mens gneisene som grenser mot de underliggende Komsameta-arkosene for det meste er øyegneiser og pegmatitter. Det finnes alle overganger mellom båndet gneis og øyegneis. Grensene mot metasedimentene i Nålfjellkomplekset er skarpe. Opptil 10 m tykke amfibolittlenser er lokalt innesluttet i de båndete gneisene. De største linsene er inntegnet på kartet, og beskrives på side 22. Øyegneisen er lysegrå, middelskornt (gjennomgående 3 mm) med en svak skifrihet. Kvarts, rosa og hvit feltspat og lysegrønn glimmer er hovedmineralene. Kvarts- og feltspatkorn danner opptil noen cm store lenser. Øyegneisene går gradvis over i båndet gneis. I båndet gneis dominerer de lyse båndene. Båndene er oftest svært ujevnt kornet, kornstørrelsen varierer fra fin til grovkornet (0,1 mm–1 cm) og fargen varierer fra lysegrå til mørkere grå, av og til rødlig p.g.a. rosa alkalifeltspat. De mørke bånd har mektighet som varierer fra få cm til flere meter og er ofte sterkt boudinerte. Disse båndene består av amfibolitt, hornblendeskifer og biotittskifer med alle overganger. Pegmatittlinsene er grovkornet (opptil flere cm store korn) og består hovedsakelig av alkalifeltspat, kvarts og lys glimmer. De mørke bånd i båndet gneis varierer i sammensetning fra amfibolitt (Tabell 4) til amfibol-biotittgneis med kloritt og epidot som sekundære mineraler. Mineralsammensetningen av øyegneisene og de lyse båndene i båndet gneis er den samme (Tabell 4). Øyegneis-strukturen er en blastomylonittisk struktur. I de båndete gneisene er den blastomylonittiske strukturen mindre utpreget; flere prøver viser en delvis oppbevart jevnkornet plutonsk struktur eller gneis-struktur. Den opprinnelige mineralsammensetningen antas å ha vært kvarts, alkalifeltspat, oligoklas, hornblende og glimmermineraler. Oligoklasen tyder på at de opprinnelige bergartene var sure intrusiver og høymetamorf gneiser. Mineralene er omdannet: feltspat til epidot og glimmer, amfibol til epidot og kloritt. Grunnmassen består av kvarts, glimmer, kloritt, karbonat og epidotmineraler.

Tabell 4. Anslått areal-% av mineralene i tynnslip av gneisene i Nälffjellgruppen (Nälffjellkomplekset)
Mineral content estimated as an areal % of the mineral assemblage in thin-sections from gneisses of the Nälffjell Group (Nälffjell Complex)

	Båndet gneis (lyse bånd)								båndet gneis (mørke bånd)				øyegneis					
	313A	192	114	494B	445	339B	494A	491	376	151	534	550C	313B	312	416	396	473	236B
kvarts	30	35	30	35	35	30	30	50	30	35	39	40	15	33	32	30	30	32
karbonat						5	2	10			1				4	2		
oligoklas	20	35	40	40	40	55	60	30	40	40	30	20	10	30	34	49	50	57
alk. feltspat	40	25	20	10	10								70	17				
amfibol									3	15								
epidot	3			5	5		2	2	10	3	8	20						2
kloritt	2				2						5	10	2		5	3	8	
biotitt				5	2	4			10	2								2
lys glimmer	5	4	9	4	5	5	5	6	6	4	15	9	3	18	17	16	8	
titanitt		1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1		2	3	1	2	2
opak								1			1							

Koord. til prøvene:

313A og B:	96.500/63.675	151:	77.300/54.500
192:	95.675/62.500	550C:	00.700/42.100
114:	88.950/54.750	312:	96.675/63.075
494A og B:	86.325/53.025	416:	86.325/51.175
445:	92.800/51.550	396:	94.075/48.525
339B:	99.300/63.900	473:	97.250/49.900
491:	86.100/53.300	236B:	97.125/65.925
376:	90.525/46.725		

Amfibolitt. Amfibolitten er middels - til grovkornet (opp til 1 cm) mørk grønn og svakt skifrig. Kroppene er i motsetning til ultramafiske kroppar (s. 24) sterkt overdekket med vegetasjon. Amfibolitten er svakt magnetisk og har mye spredte kiskorn. Under mikroskopet viser den en plutonsk hypidiomorf tekstur. Plagioklas er delvis omdannet til epidot, amfibol til kloritt. Mineralsammensetning av prøve 597 (983438): kvarts 5%, karbonat 2% oligoklas 40%, amfibol 20%, epidot 15%, kloritt 10%, titanitt 4% og opak 4% (anslått areal -% i tynnslip).

Kvartskeratofyr, finkornet lys gneis (ofte kalkspatholdig). Betegnelsen kvarts-keratofyr er brukt på kartblad Alta, mens tilsvarende bergarter kalles finkornet lys gneis i tegnforklaringen på kartblad Gargia. Bergarten er for det meste lysegrå til hvit, finkornet (0,4-0,5 mm), svakt skifrig, godt benket, homogen, men også med tynne hvite skikt. Kalkspat er oftest finfordelt, sjeldnere opptrer mineralet konsentrert i mm-tykke linser. Dette gir opphav til hullet forvitring. Bergarten forekommer vanligvis mellom øyegneis og hornblendeskifer med skarpe grenser mot disse. Den ble i første omgang tolket som en kvarts-keratofyr på grunn av mineralsammensetningen (Tabell 5), forekomstmåten (nær knyttet til hornblendeskifer) og tekturen i prøve 233A. Denne prøven viser oppknusning i parallelle soner («fracture cleavage») av en opprinnelig jevnkornet eruptiv bergart. De andre prøvene synes det rimeligere å tolke som

Tabell 5. Mineralinnholdet av kvartskeratofyr/finkornet lys gneiss (ofte kalkspatholdig) fra Nälffjellgruppen (Nälffjellkomplekset) bestemt ved anslått areal-% av mineralene i tynnslip. Som aksessorier i flere av prøvene forekommer : rutil, epidot og apatitt

Mineral content of quartz keratophyre/fine-grained, light gneiss (frequently calcite-bearing of the Nälffjell Group (Nälffjell Complex) estimated as an areal % of the mineral assemblage in thin-sections. Rutile, epidote and apatite occur as accessories in several samples

	233A	639	343	28	395	543	650	628	210
kvarts	35	40	50	50	40	30	20	40	12
karbonat					1	1	30	20	
albitt	25	20	20	27	24	30	25	20	80
alk. feltspat	20	20	10	20	25	20	20	15	
epidot	5								
lys glimmer	14	19	20	3	9	18	4	5	6-
titanitt	1	1				1	1		1
apatitt									1

Koord. til prøvene:

233A:	95.550/53.975	543:	01.150/64.975
639:	96.725/96.450	650:	94.700/96.000
343:	00.400/63.250	628:	97.250/46.000
28:	93.625/58.800	210:	94.100/57.200
395:	93.975/48.675		

jevnkornete sedimenter som har fått en finkornet gneiss-struktur ved oppknusning og rekrystallisering. Senere undersøkelser viser at sterkt mylonittiserte eller blastomylonittiserte bergarter tilhørende Nälffjellkomplekset er tatt med under ovennevnte betegnelser. Som eksempler nevnes en sterkt mylonittisert kvartssitt i Peskanasen (862533) og en flerfarget mylonittsone langs veien ved Gargia (957481).

Hornblendeskifer. Bergarten er grønn, finkornet (0,02–1,0 mm), homogen og svakt skifrig. Den er ofte sterkt småfoldet (i tette til isoklinale folder) og har en gradvis overgang mot (oftest overliggende) kalkglimmerskifer. Bergarten inneholder av og til kalkspat- og kvartslinser i cm størrelse og er flere steder svakt magnetisk. I tynnslip viser bergartene en jevnkornet tekstur; mineralene er svakt parallellorienterte. Prove 233B er sterkt omdannet (Tabell 6), prøve 121 er mindre omdannet og en kan se ofittiske teksturer som tyder på vulkansk opprinnelse av bergarten. Sannsynligvis er en del av hornblendeskiferen en omvandlet basisk lava.

Tabell 6. Mineralinnholdet av hornblendeskifer fra Nälffjellgruppen (Nälffjellkomplekset) bestemt ved anslått areal-% av mineralene i tynnslip. Som aksessorier forekommer opake mineraler

Mineral content of hornblende schist of the Nälffjell Group (Nälffjell Complex) estimated as an areal % of the mineral assemblage in thin-sections. Opaque minerals occur as accessories

	121	233B
kvarts	1	10
oligoklas	29	10
amfibol	40	35
epidot	10	20
kloritt	10	10
biotitt	5	10
titanitt	5	5

Koord. til prøvene:

121 :	88.675/55.675
233B:	95.550/53.975

Kalkglimmerskifer/marmor. Kalkglimmerskifrene er fin- til grovkornete (0,5–2,0 mm), homogene eller båndete. De er ofte intenst småfoldet (tett til isoklinalt) eller sterkt oppkjust. Fargen varierer fra lys gråblå til mørk brun. Tynne (noen cm) kvartsittbånd danner sammenhengende lag som kan følges over lengre avstand. Prøve 628 (Tabell 7) er homogen, mens de andre prøvene er båndet med parallell-orienterte glimmer- og kvarsfeltspatiske bånd (tektonisk bånding). Inne i kalkglimmerskiferen opptrer tynne (opp til 2 m) lag og linser av sterkt tektonisert kalkspatisk/dolomittisk marmor. Lagene er lite utholdende og bare de største blotningene øst for Gargia er inntegnet.

Tabell 7. Mineralinnholdet av kalkglimmerskifer fra Nålfjellgruppen (Nålfjellkomplekset) bestemt ved anslått areal-% av mineralene i tynnslip. Som aksessorier forekommer: brun glimmer, apatitt og turmalin
Mineral content of calcareous mica schist of the Nålfjell Group (Nålfjell Complex) estimated as an areal % of the mineral assemblage in thin-sections. Brown mica, apatite and tourmaline occur as accessories

	629A	116	303	330
kvarts	20	20	20	45
kalkspat	20	20	35	10
oligoklas	10	15	15	5
epidot		1	1	
klorit				
biotitt			1	
lys glimmer	45	40	25	20
opakt	5	4	4	3

Koord. til prøvene:

629A:	97.250/46.000
116:	88.850/54.850
303:	96.175/62.950
330:	97.550/63.275

Ultramafiske bergarter. Bergarten opptrer i kalkglimmerskiferen som opp til 2 km lange, brune kroppar. Den er uten vegetasjon og er sterkt blokk-forvitret. Bergarten er fin- til middelskornet (0,1–2 mm) og mørk grågrønn på friskt brudd. Den er ikke foliert, men sterkt småfoldet og gjennomsatt av mm-tynne magnetittårer. Mineralinnholdet (Tabell 8) domineres av serpentin-mineraler; av olivinmineraler er det bare rester igjen. Bergarten betegnes som dunitt-serpentinit.

Tabell 8. Mineralinnholdet av ultramafiske bergarter fra Nålfjellgruppen (Nålfjellkomplekset) bestemt ved anslått areal-% av mineralene i tynnslip
Mineral content of ultramafic rocks of the Nålfjell Group (Nålfjell Complex) estimated as an areal % of the mineral assemblage in thin-sections

	45	20	211B
karbonat	10		
olivin			5
serpentin	80	80	85
opakt	10	20	10

Koord. til prøvene:

45:	92.800/55.500
20:	94.000/57.725
211B:	93.825/56.625

Glimmerskifer. Betegnelse «glimmerskifer» er brukt om glimmerrike skifrige bergarter av ulik opprinnelse. Bergartene er på Alta-kartet og den vestlige del av Gargia-kartet tegnet som nederste lag av Nalganas-dekket. Laget er fra 5–10 m tykt. I østlige halvdel av Gargia-området er glimmerskiferen sammenfoldet med Nålfjellkompleksets bergarter til en bred skyvesone inneklemt mellom Komsameta-arkosen og Nalganas-dekket.

Den mest utbredte bergarten er en sterkt småfoldet, grovkornet to-glimmerskifer med hyppige (1–10%) lyse linser med størrelse på 2×5 cm i lengdesnitt. Linsene er delvis gneisfragmenter, men kvarts dominerer. Kvarts, feltspat, muskovitt, biotitt, kloritt og epidot er hovedmineralene. Karbonat (vesentlig kalkspat) er også flere steder meget utbredt. Skifriheten er sterkt småfoldet og alle mineralene er knust og delvis rekrystallisert i lav grønnskiferfacies. Bare en del av glimmerskiferen antas å kunne være av sedimentær opprinnelse.

Nalganas-dekket

Dekket er utformet som en buet plate av opptil 750 m tykkelse og består hovedsakelig av meta-arkose. Høyest oppe i lagrekken er meta-arkosen rik på granatglimmerskiferlag i veksling med benker av gneisaktig feltspatrik skifer. Bergarten blir beskrevet som granatglimmerskifer, og danner grensen mot Nabar-dekket som ligger over Nalganas-dekket i Kvængenområdet (Zwaan & Roberts 1978). Bergarten som utgjør Nalganas-dekket i kartområdene representerer sannsynligvis en overskjøvet ekvivalent til Komsameta-arkosen (s. 20). Det foreslås å gi meta-arkosen og granatglimmerskiferen tilsammen den uformelle formasjonsbetegnelsen Peskameta-arkosen. I Peskafjellet (860500) er både meta-arkose og granatglimmerskifer godt utviklet.

Meta-arkose. Bergarten består av kvartsfeltspatrike lysegrå og mørkegrå benker, og er ofte vanskelig å skille fra meta-arkosen som utgjør Komsameta-arkosen. Det opptrer flere og tykkere glim Merrike bånd i Peskameta-arkosen (opptil 1 m). Den nederste delen av lagrekken består av glimmerskifer (s. 24); like over den finnes lokalt flere grovkornete meta-arkosebenker med opp til flere mm store korn. Så følger glim Merrike meta-arkoser. Den midtre og øvre delen er regelmessig benket (5–10 cm) og har tynne glim Merrike skikt som bergartene lett spalter etter. Den regelmessige lagdelingen er sannsynligvis av sedimentær opprinnelse. Bergarten er her lite foldet og har lite kvartsfeltspat-årer. De lyse benkene har en jevn lateral tykkelse som ved spalting blir til plan-parallele «heller» og er gjenstand for skiferdrift. Mer om skifer, se beskrivelsen til Ryghaug & Vasshaug, side 36. I mineralsammensetning (Tabell 9) skiller Peskameta-arkose seg fra Komsameta-arkose ved å fore granat, biotitt og ved å ha kloritt som et sekundært (retrograd) mineral. Under mikroskopet viser meta-arkosene ofte en blastomylonittisk tekstur. Mineralene i grunnmassen er større (0,1–0,2 mm) enn i Komsameta-arkose, muligens på grunn av at Peskameta-arkose er mindre sterkt omvandlet. I de glim Merrike båndene er kornstørrelsen for glimmermineralene opptil 1 mm.

Granatglimmerskifer. Den høyeste delen av Nalganas-dekket innenfor kartområdet består av en bergartssone der glim Merrike bånd dominerer over meta-arkosebånd. På den NO-lige del av Gargia-kartet ved Lattetjavri (076670) opptrer i tillegg gneisbenker og høyest oppe finnes en gråbrun granatglimmerskifer. Mineralsammensetningen for de glim Merrike båndene fremgår av Tabell 9.

Tabell 9. Mineralinnholdet av meta-arkosene fra Nalganas-dekket (Peskameta-arkosen) bestemt ved anslått areal-% mineralene i tynnslip. Som aksessorium i flere av prøvene forekommer apatitt
Mineral content of the meta-arkoses of the Nalganas Nappe (Peska meta-arkose) estimated as an areal percentage the mineral assemblage in thin-sections. Apatite occurs as an accessory mineral in several samples

	506	681B	*663	678A	*661	507	676C	509	676A	677	681A	*662	*666
kvarts	32	50	42	48	40	30	50	60	53	70	70	35	30
karbonat		12		3	2	3							
plagioklas	10	5	20	17	10	7	14	8	18	10	8	4	2
alk. feltspat	10	6	5		3	12	17	15	3	12	12		
epidot	2	7	7	8	9	25	5	2	14	2	4	20	8
granat										1		2	
kloritt			2		12	5						1	
biotitt			24	5	2		5					15	20
lys glimmer	45	20		18	21	12	13	12	10	6	6	36	38
titanitt													
opak	1			1	1	6	1	2	2			2	2

Koord. til prøvene:

506:	85.400/45.900	676A og C:	88.150/47.050
681A og B:	87.800/52.300	509:	82.895/49.650
663:	87.125/47.650	677:	87.825/52.600
678A:	87.800/52.500	662:	87.150/47.500
661:	87.200/47.325	666:	86.500/47.250
507:	84.950/46.750		

* prøver av granatglimmerskifer sone

Deformasjon og mineralvekst

Disse aspekter behandles etter dannelsesalder, d.v.s. prekaledonsk og kaledonsk.

DEN PREKALEDONSK (KARELSKE?) FJELLKJEDEDANNELSE

Raipasgruppens bergarter ble først deformert og metamorfosert antagelig ved den karelske fjellkjededannelse (1800 mill. år siden, se side 8). Denne prekaledonske deformasjonen arter seg som store bøyingsfolder med amplityder på flere km. Småfolding er sjelden, bortsett fra plastisk småfolding i dolomittene. I ombygningen av foldene opptrer en akseplanklov i de finkornete sedimentene. Konglomeratboller i Skoaxuvarrisandsteinen viser ingen utpregede tegn på deformasjon. I NV-lig og V-lig del av kartområdet er foldene tilnærmet isoklinale med akseplanforkastninger (profil B-C kartblad Alta). I midtre og Ø-lige del av området er foldene mer åpne (se profilene D-E og F-G). Foldeaksene er omtrent horisontale og har i midtre og NV-lige del av området retning N-S. Akseplanene heller mot vest, og den ene skjenkel av foldene er invertert. Syd for Sukkertoppen (736605) dreier foldeaksene i NØ-SV-lig retning (Fig. 1). Inversjon av lagene er påvist ved hjelp av pute-lavastrukturer (s. 8).

Bergartene viser en svak nydannelse av mineraler. I grønnsteinene er de opprinnelige mineralene mer eller mindre omdannet til albitt, epidotmineraler, uralitt (Fe-aktinolit), leukoksen, FeMg-kloritt og serisitt. Dette er en mineral-



Fig. 9. NV-hellingen av Luovusvarri.

- a) Sandstein med noen leirskiferlag (nå: Skoaððuvarrisandsteinen).
- b) Dolomitt i veksling med sandstein (nå: Luovusvarriformasjonen).
- c) Kvartsitt (Bossekopgruppen).
- d) Dekkebergarter.

Pilen viser bevegelse langs en senkaledonsk forkastning.

NW slope of Luovusvarri.

- a) Sandstone with some argillaceous layers (now: Skoaððuvarri sandstone).
- b) Dolomite interbedded with sandstone (now: Luovusvarri formation).
- c) Quartzite (Bossekop Group).
- d) Nappe rocks.

The arrow indicates displacement along a late Caledonian fault.

samling karakteristisk for den laveste grønnskiferfacies (Winkler 1967). I pelittiske bergarter finnes det små nydannede turmalin-krystaller. Tufitten i Lille Raipas (900610) inneholder stilpnomelan. Bortsett fra dannelse av litt biotitt og blågrønn hornblende i noen grønnsteiner er metamorfosegraden lik i alle Raipas-gruppens bergarter.

DEN KALEDONISKE FJELLKJEDEDANNELSE

Autoktone bergarter

Både grunnfjellsbergartene og de yngre autoktone bergartene ble lokalt kraftig deformert under den kaledonske fjellkjededannelse. Nydannelse av mineraler er vanskelig å påvise uten spesielle undersøkelser. Den kraftigste påvirkning har skjedd da Reisa-dekkekomplekset ble skjøvet fra NV over de autoktone bergarter. Sannsynligvis skjedde deformasjonen i flere faser, men hendelsesforløpet er ikke entydig. Deformasjonen er kraftigst i de NV-lige delene av kartområdet og vest for Mattisdalen. I dette området berører deformasjonen også Raipasgruppens bergarter. Ved Lille Raipas og Lille Borrás går deformasjonen ned til øvre del av Bossekopgruppen. Helt i syd ved Joak'kjavrit ble bare øverste del av Dividalgruppen deformert. Deformasjonen arter seg som åpne til tette bøyingsfolder (Fleuty 1964). To sett foldeakse-retninger er iaktatt, begge to er svakt hellende. Ett sett folder har retning NO-SV og viser overfolding mot SØ, det andre har retning NV-SO og er overfoldet mot







DEFORMASJONS- FASER	D ₁		D ₂		D ₃
FOLDETYPE					
SKIFRIGHET TYPE	AKSEPLAN SKIFRIGHET		BLASTOMYLO- NITTISK SKIFRIGHET		KLØV
GRANAT VEKST					
NEDRE GRØNNSKIFER FACIES					
MIDTRE / ØVRE GRØNNSKIFER FACIES					

Fig. 10. Deformasjons- og mineralvekst-historie for de alloktone bergarter.
History of deformation and mineral growth in the allochthonous rocks.

SV (Føyn 1964). I sammenheng med disse folder opptrer to sett kløv som skjærer leirskiferen i dm store romboeder-formede biter. Ved Bossekop (857642) er leirskifer tilhørende Bossekopgruppen foldet i et kaotisk mønster. I tillegg til folder opptrer imbrikasjoner som lokalt går over i skyveplan. Sammenhengen mellom disse strukturene og foldingen er ikke klarlagt. Som eksempel nevnes Luovusvarri (755550) hvor sandsteiner og dolomitt tilhørende Raipasgruppen er skjøvet over Bossekop sandsteiner (kvartsitt s. 15) (Fig. 9). Skyvesonen mellom autoktone bergarter og overliggende alloktone bergarter er karakterisert av en sterk oppknusning av de autoktone bergartene.

Alloktone bergarter

De alloktone bergartene i Reisa-dekkekomplekset har gjennomgått en komplisert omvandlingshistorie. Det er skilt mellom tre deformasjonsfaser. Nydannelsen av mineraler har skjedd samtidig med og mellom deformasjonsfasene. Ved hjelp av tynnslip er den indre struktur (tekstur) av de metamorfe bergartene undersøkt. Det er forsøkt å finne forholdet mellom de deformasjonsstrukturer som er skilt ut i felt og de forskjellige perioder av mineralvekst (Fig. 10). Deformasjon og mineralvekst er avhengig av bergartenes kompetanse. De lyse, kvarts-føltspatrike bergartene oppfører seg stivere ved deformasjonen, og mineralveksten er tregere enn i de mørke, finkornete, inkompetente bergartene. Bergarter i Nälffjellkomplekset har prekambriske strukturer som er bevart i varierende grad etter den kaledonske fjellkjededannelse. I et forsøk på å datere hovedmetamorfosen (D₂) i Kalak-dekkekomplekset (som er en NO-lig fortsettelse av Reisa-dekkekomplekset) kom Sturt et al. (1975 og 1978) til en alder på 500–530 mill. år (sen kambrium).



Fig. 11. Tett F_2 -fold i meta-arkose (Peskameta-arkosen) tilhørende Nalganas-dekket; sett mot nordost, Peskabrotta (881510).

Narrow F_2 -fold in meta-arkose (Peska meta-arkose) belonging to Nalganas Nappe; looking north-east. Peskabrotta (881510).

Den første deformasjonsfase, D_1 – De eldste strukturene i meta-arkosene er intrafoliale folder. De er tette til isoklinale med skarpe omboyninger; akseplanet er subparallelt den opprinnelige lagdeling (S_0). Amplityden varierer fra noen dm til flere m. Bare noen få folder av denne typen er iaktatt. Tilnærmet symmetriske boudinage-strukturer der S_0 -båndingen er bevart, ble sannsynligvis dannet i denne perioden (Fig. 10). Gneisene tilhørende Nålfjellkomplekset viser et sammensatt foldemonster hvor gneisfoliasjonen ble refoldet (Fig. 12). Sannsynligvis ble foliasjonen dannet i prekambrisk tid. Den kraftige deformasjon og mineralvekst skjedde etter den første deformasjonsfasen. Det er derfor vanskelig å si noe om den eldste skifrihet (S_1) og mineralveksten.

Den andre deformasjonsfase, D_2 – Meta-arkose i Gargia- og Nalganas-dekket viser sterkt flattrykte bøyingsfolder (F_2) der skifrihet og mineralvekst er subparallell S_0 , men danner en vinkel med S_0 i omboyningen (Fig. 11). De kompetente gneisbergarter i Nålfjellkomplekset er langt mindre påvirket og viser svakt flattrykte bøyingsfolder (Fig. 12). Flattrykningen i Peskameta-arkosen er sterkest og strukturene opptrer her hyppigst, men generelt sett er bergartene lite foldet. Amplituden av foldene er fra noen cm opp til 10 m store. Det opptrer ofte boudinagestrukturer i samme størrelsesorden som foldene. De er asymmetriske og har småfolder av F_2 -type mellom boudinene. De glimmerrike båndene i meta-arkosene har en godt utviklet skifrihet som danner en vinkel med båndingen (Fig. 11). Folde-aksene har tre hovedretninger, N–S, NNW–SSO og VSV–ØNO. De tilhørende folder er overfoldet mot V, ØNO og SSO. Folde-aksene har sjelden over 10° stupning. Lineasjon dannes



Fig. 12. Antatt prekambrisk gneisfoliasjon, refoldet i F_2 . Nälffjellgruppen (nå: Nälffjellkomplekset). Gurbmutvarri (807548).

Foliation of supposed Precambrian age in gneiss, refolded by Caledonian F_2 folds. Nälffjellgruppen (now: Nälffjell Complex). Gurbmutvarri (807548).

av mineraler orientert parallelt med folde-aksenes retning. I tynnslip viser glimmerrike bergarter en sammensatt tekstur dannet ved en åpen til isoklinal (D_3) småfolding av hovedskiffrigheten (S_2). Hovedskiffrigheten er definert ved parallell orientering av lys glimmer, kvarts, albitt, alkali feltspat, kloritt og epidot. I Nalganas-dekkets bergarter opptrer i tillegg biotitt og granat. Granatporfyroblastene viser flere vekstperioder. De har innesluttet grunnmassemineraler (hovedsakelig kvarts) som er mer finkornet enn utenfor granatene. Inneslutningene viser i noen tilfeller en skiffrighet som er rotert. Det finnes også granater med en randzone fri for inneslutninger som tyder på at mineralene har vokst videre etter deformasjonen (Fig. 10). Typisk for meta-arkosene er en rekrystallisert mørtelstruktur (blastomylonitt). Denne strukturen forekommer bare lokalt i gneisene. De opprinnelige sedimentkorn er delvis brutt ned ved bevegelser parallelt skiffrigheten og samtidig rekrystallasjon. De nydannede mineralene i Nalganas-dekket har større kornstørrelse enn i tilsvarende bergarter i Komsameta-arkosen. Komsameta-arkosen er rekrystallisert i lav til midtre grønnskiferfacies mens de i Peskameta-arkosen er rekrystallisert i den høyeste grønnskiferfacies. Dette tolkes slik at begge formasjonene lå et stykke fra hverandre ved den andre deformasjonsfasen.

Den tredje og senere deformasjonsfaser, D_3 . – Flere deformasjonsstrukturer som deformerer de ovenfor nevnte strukturene er iaktatt. Sammenhengen mellom disse senere strukturene er ikke entydig. De karakteriseres ved en tilbakeskridende metamorfose og tilsvarer Roberts' (1974) 'late F_2 structures'. Kompetente bergarter som meta-arkosene og Nälffjellgruppens gneiser viser monoklinale til overfoldete åpne bøyingsfolder som er assosiert med sprekker og forkastnin-

Fig. 13. Monoklinale folder som refolder S_2 skiffrighet.

Nedre delen av Peskameta-arkosen, sett mot øst. Langvatnet (880469).

Monoclinic folds refolding S_2 schistosity in mica schist, looking east; lower part of Peska meta-arkose.

Langvatnet (880469).



ger (Fig. 10 og 13). Overgangen mellom monoklinale folder, sprekker og forkastninger sees tydelig. I Hat'tavarri (840460) og Ravtasvarri (900430) finnes monoklinale folder med akseplan som heller mot hverandre (buckle folds). Foldeakseretningene viser maksima i N-S-retning og NO-SV retning og stupningsvinklene er ikke over 10° .

Akseplanenes fallvinkler er for det meste over 40° . De inkompetente bergartene viser en kraftig småfolding som refolder S_2 -skiffrigheten. I tynnslip viser bergartene oppknusning og bøyning av mineralene med en svak rekrystallisering ved dannelse av kloritt og grønn glimmer og vekst av kvarts og albitt. Nålfjellkompleksets bergarter har for en stor del beholdt sin opprinnelige (prekambriske) struktur. D_3 -deformasjonen og rekrystalliseringen i lav grønnskiferfacies har bare opptrått i lokale bevegelsessoner. Nalganas-dekket opptrer som en stiv plate med en basal skyvesone (glimmerskifer s. 24). I denne sonen er bergarter fra både Gargia-dekket og nederste delen av Nalganas-dekket sterkt småfoldet og mylonittisert. Mineraler, også de retrograde D_3 -mineraler, ble oppknust til parallelle foliasjons-flak som er bøyet rundt større korn uten å bli rekrystallisert i nevneverdig grad. Overskyvning av Nalganas-dekket over Gargia-dekket var derfor en sentral begivenhet i D_3 -fasen. Deretter og sannsynligvis i fortsettelsen av samme skyvefase ble Gargia-dekket sammen med Nalganas-dekket som et stort dekkekompleks (Reisa-dekkekomplekset) skjøvet til sin nåværende posisjon fra NV over de autoktone bergartene. Denne fremskyvningen skjedde antakelig i silurisk tid (Zwaan & Roberts 1978). Reisa-dekkekompleksets basale skyvesone (opptil 1 m tykk) er karakterisert ved knusning uten rekrystallasjon (kataklase). I bergartene på begge sidene av skyveplanet sees småfolder og kruskløv. Kløv vises i de overliggende metaarkosene som svarte striper av sementert knust bergart. I en sone opptil 50 m over skyveplanet i SO viser meta-arkosene en mørteltekstur uten særlig re-

krystallisasjon ('ribbon structure', Spry 1969). De siste deformasjoner er karakterisert ved regionale vertikale bevegelser. De forårsaket 'oppdoming' av Alta-Kvænangen-vinduet og nedfolding av området med alloktone bergarter på sydsiden av dette. I sammenheng med de oppsto store forkastninger, deriblant forkastningen langs Mattisdalen.

Skifrihetsdannelse hos «Alta-skiferen»

Kløven som Alta-skiferen spalter etter er et resultat av to prosesser. Den først er en rytmisk sedimentasjon av noen mm tynne leirsjikt og tykkere (fra 5 til 10 cm) sandige (arkosittiske) lag. Den andre er omdannelse under den kaledonske fjellkjededannelse. Leirsjiktene ble til glimmerrike sjikt ved parallellorientering av nydannede glimmermineraler. Kvarts og feltspatkorn ble til langstrakte parallellorienterte mineralaggregater som forsterker spaltbarheten. Omdannelsen skjedde i fasene D_1 og D_2 . Påvirkningen av den tredje og senere deformasjonsfaser har vært ødeleggende for skifriheten. Både Komsa- og Peskameta-arkosen er avsatt under gunstige sedimentologiske vilkår. Komsa meta-arkose viser seg allikevel å være ubrukbar som skiferråstoff. Leirsjiktene er både lateralt og vertikalt uregelmessig utviklet, og mineralnydannelsen har ikke vært kraftig nok til at leirsjiktene ble fullstendig omvandlet til glimmerskifer. Den øvre del av Peska-meta-arkose viser seg å være mest gunstig for skiferdrift. Disse bergartene ligger nær opp til skyvesonen under Nabar-dekket (Zwaan & Roberts 1978), som overleirer Peskameta-arkosen i Nabarområdet (75 km mot SV i Kvænangen). Overskyvningen har skjedd i D_2 -fasen og de øvre deler av Peskameta-arkose ble sterkt 'utvalset'. Mer om skiferdannelse og dens geografiske utstrekning, se Zwaan & Ryghaug (1972) og Zwaan et al. (1975).

Ekskursjonsfører

Med hjelp av koordinater, som gir en noyaktighet på 25 eller 100 m, er angitt områder hvor det er mulig å lete etter bergarter som er typisk for området (Fig. 14).

Raipasgruppen

- 1) (Kartblad Alta). Langs kysten rundt Kvenvika finnes de fleste typer bergarter tilhørende Kvenvikgrønnsteinen. På en liten odde (80425/60575) i den nordligste bukta viser den renvaskede fjelloverflaten putelavastrukturer. Langs stranden mellom Kvenviknes og Simanes (80750/60900) finnes basaltisk tuff og tuffitt med sedimentære strukturer og kalkspat linser.
- 2) (Kartblad Alta). Ved punkt (773593) inne i Kåfjorden sees metagabbro med saussurittisert plagioklas.
- 3) (Kartblad Gargia). I en fjellknaus (92950/62750) ved gården Skillemo (navnet mangler på kartet) i Tverrelvdalen sees sfærulittisk tuff og tuffitt (s. 11) (Fig. 5).
- 4) (Kartblad Alta). Leirskifer med dolomittlinser er blottet ved brua over Mattiselva (780578).

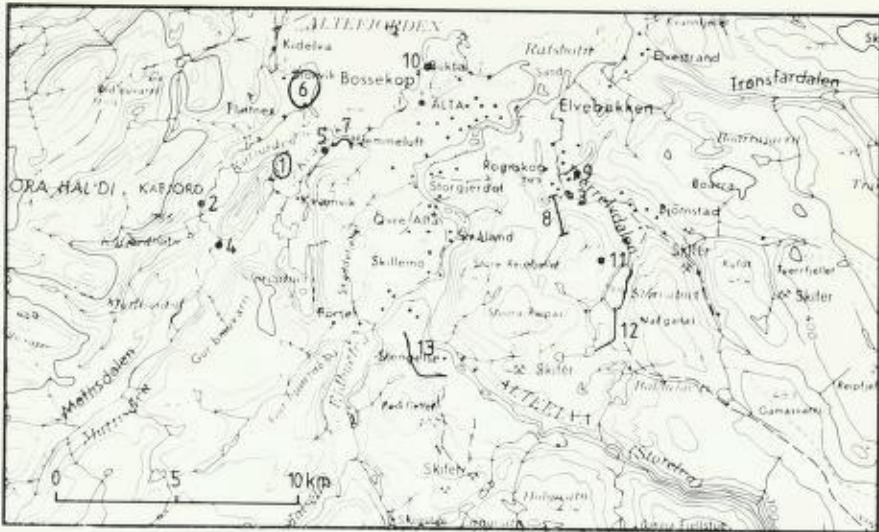


Fig. 14. Ekskursjonslokaliteter.
Excursion localities.

- 5) (Kartblad Alta). Massiv dolomitt tilhørende Storviknesdolomitten (s. 13) er blottet nær sjøen på nedsiden av riksvei 6 øst for Kvenvika (816608).
- 6) (Kartblad Alta). Storviknesdolomitten er meget godt blottet veiskjæringer på veien til Auskarneset (811634).
- 7) (Kartblad Alta). I veiskjæringer ved riksvei 6 vest for Jemmeluft er sandstein med noen leirskiferlag (Skoadduvarristandsteinen s. 13) godt blottet. Det sees krysskikting (823618), intraformasjonal breksje, bølgeslagsmerker og andre sedimentære strukturer.

Bossekop- og Borrasgruppen

- 8) (Kartblad Alta). Fra Oppegård (920605) oppover til Skarddammen. Ved punkt (921601):grense mellom Raipas-leirskifer (i en tuff/tuffitt) og fin-kornet Bossekop konglomerat. Sonen fortsetter med kvartssandstein. Grensen mot tillitten er blottet på østsiden av Skarddammen. I skråningen øst for vannet er Borrasgruppen fullstendig utviklet. Grensen mot Gargia-dekket består av en opptil 2 dm tykk knusningssone med pulveriserte fragmenter av både Borrasgruppens øvre del og nederste del av Gargia-dekket.
- 9) (Kartblad Gargia). Den øvre del av Bossekopgruppen (kvartssitt i veksling med leirskifer og den øvre kvartssandstein) mangler ved Skarddammen. Den opptrer mellom vatn (941627) og vatn (944624) i L. Borras.

Dividalgruppen

Bergartene er meget bra blottet i de områdene som er beskrevet på side 17, men disse er vanskelig tilgjengelige. Dividalgruppens bergarter er blottet i det praktfulle snittet (Føyn 1967) i Ak'sujäkka (kartblad 1934 III Suoluvuobmi, fra punkt 959298 til 959303).

Alloktone bergarter

- 10) (Kartblad Alta). Kontaktforholdet mellom underliggende Borrassgruppen og overliggende Komsameta-arkosen kan studeres langs kysten på vestsiden av Komsafjellet.
- 11) (Kartblad Gargia). Flere bergartstyper av Nålfjellkomplekset er lett tilgjengelige i området rundt den nordlige del av Storvatnet (950570). Ultramafisk bergart er karakteristisk utviklet ved punkt (940579) med sterk blokkforvitring. Bergarten er magnetisk.
- 12) (Kartblad Gargia + Alta). Langs veien syd for Storvatnet finnes kalkglimmerskifer lokalt med hornblendeskifer. Ved punkt (955541) på østsiden av veien sees ved siden av hornblendeskifer en blastomylonittisk og monoklinalt foldet gneis. Den representerer finkornet lys gneis (ofte kalkspatholdig). Ved punkt (955539) sees en pegmatittisk gneis; den er knust langs uregelmessige bruddsoner. Kontaktsonen mellom båndet gneis og overliggende Peskameta-arkose er godt blottet ved punkt (942536). Veien fører videre til det kjente Detsika skiferbrudd-området.
- 13) (Kartblad Alta). Langs fjellsiden fra Peskanasen til Peskanuten kan kontaktforhold studeres mellom Komsameta-arkosen og Nålfjellkomplekset. Knausen nord for det trigonometriske punktet på Peskanasen består av gneis med blastomylonittisk skifrihet (ikke inntegnet på kart). Gneisen er med en forkastning skilt fra Komsameta-arkosen som utgjør største delen av Peskanasen. I det trange søkket mot Bæs'kenjunni danner en glimmerrik blastomylonitt overgangen mot det overliggende Nålfjellkomplekset. Det begynner med en sterk mylonittisert gneis. I nordskrånningen av Bæs'kenjunni sees en sterk mylonittisert grønnstein innimellom gneisene. Ved punkt (862533) er det blottet en hvit finkornet kvartsitt som i første omgang ble tolket som kvartskeratofyr. Langs veien nedenfor Peskanuten (878526) danner en glimmerrik blastomylonitt (glimmerskifer) og en tektonisk breksje overgangen mot den overliggende Peskameta-arkosen.

Økonomisk geologi

ERTS

Av Ingvar Lindahl, Norges geologiske undersøkelse, Postboks 3006, N-7001 Trondheim

Alle forekomstene innen kartblad Alta og Gargia er kobberrike mineralparageneser, og det er kun kobber som har vært verdiskapende element i forekomstene på disse to kartbladene.

De betydeligste kobber-malmforekomstene ligger på vestsiden av Kåfjorden i et belte med vulkanske bergarter. Forekomstene som det har vært drift på finnes over en ca. 2 km lang strekning. I samme bergartssekvens finnes ubetydelige forekomster mellom Kvenvika og Simanes. Også på Raipas-forekomsten i NØ hjørnet av Alta-kartbladet har det vært betydelig gruvevirksomhet. De eneste malmregistreringene som finnes på kartbladet Gargia er Borrass-forekomsten i det nordvestlige karthjørnet (939637).

Kåfjord-forekomstene

Kobberforekomstene i Kåfjord ble kjent allerede på slutten av 1700-tallet. I 1825 ble engelskmenn som drev handel på Finnmark interessert i feltet og startet undersøkelser her. Året etter ble den største malmforekomsten funnet, og allerede i 1827 ble det startet drift i Kåfjord (Moberg 1968).

Etter at driften startet i Kåfjord ble det gjort flere malmfunn i samme feltet over en strekning på omkring 2 km. Verket som ble drevet av et engelsk selskap, var utover 1800-tallet Nordkalottens største industriforetakende (Moberg 1968). I 1840 f. eks. var 900 mennesker bosatt i Kåfjord, hvorav de aller fleste var knyttet til kobbergruvene. Dette innebar at Kåfjord på den tiden var det folkerikeste sted i Finnmark.

Driften med engelsk kapital og ledelse fortsatte utover til 1877, da de la ned verket. Konsul Persson, som også hadde rettighetene til forekomstene i Sulitjelma, overtok verket i Kåfjord som ble startet opp på nytt i 1895. Driften under den nye ledelse fortsatte til 1908. Grunnen for nedleggelsen av gruvene var den stadig avtakende gehalten og at den kjente malmreserven var meget liten.

Kobberinnholdet i malmen i Kåfjord er det få opplysninger om. I de første årene var den sannsynligvis ca. 5 %, mens gehalten i den siste driftsperioden lå betydelig lavere. Produksjonsdataene for driften ved kobberverket i Kåfjord er mangelfulle, og de mangler helt i perioden før 1843. Anslag basert på data fra den senere driften ved verket tyder på at det er tatt ut et sted mellom 5 og 6.000 tonn metallisk kobber i feltet (Moberg 1968).

For et mer inngående studium av folkelivet og aktivitetene i forbindelse med «Kopperverket i Kåfjord» henvises det til A. Mobergs (1968) bok med samme tittel. Det foreligger en mengde upubliserte rapporter og kart i NGU's bergarkiv om Kåfjord Kobberverk og driften der, mens det er publisert lite om malmenes opptreden ut fra et malmgeologisk synspunkt.

Mørk (1970) har undersøkt geologien rundt Kåfjord gruvefelt og gitt en beskrivelse av malmene. Han betegner malmene i Kåfjord som typiske gang- eller sprekkfyllings-forekomster. Det samme gjør Stache (1970). Malmene er hovedsaklig knyttet til sprekker i grønnstein. De mineraliserte gangene har en konstant strøkretning på N20°–30°O. Typisk for gangforekomstene av denne typen er stor variasjon i mektigheten. De varierer fra cm-tykke ganger til opp til 8–10 m, mens gjennomsnittlig mektighet på de som er drevet, ligger mellom 1 og 3 meter. De forskjellige gangene som har vært gjenstand for gruvedrift har fått navn som Carl Johans gruve, Klondyke-gangen osv. Den største forekomsten var «Gamle Gruve» (Old Mine). Stache (1970) har kartlagt og beskrevet de enkelte forekomstene.

Malmene i Kåfjord har svovelkis og kobberkis som vanligste ertsmineraler. I tillegg finnes magnetitt og hematitt. Gangene har videre kalkspat og kvarts som hovedmineraler, og i tillegg ankeritt, kloritt, epidot og aktinolit (Mørk 1970).

Utenom Kåfjord gruvefelt er det registrert kismineraliseringer av lignende type på Kvenviknes (805606), på vestsiden av Kvenvikvatn (801583) og i

Sak'kubadni (780584). Det er også registrert kismineraliseringer langs et N-S-gående drag over Lundstraumvatn og Annavatn, hvor de viktigste forekomstene er Lindstrøms gruve (761633) og Anna gruve (754614).

Raipas-forekomsten

I forbindelse med driften i Kåfjord ble det også lett etter malm i nærliggende områder, noe som førte til at kismalmene i Raipas og Kvænangen ble oppdaget (Moberg 1968). Raipas-forekomsten ble satt i drift i 1845 og produserte fram til 1870 omkring 12.500 tonn malm med gjennomsnittlig 6.3% Cu (Vokes 1955), hvorav det meste ble tatt ut i perioden 1845-1860. Senere er forekomsten undersøkt i perioden 1900-1906, blant annet med diamantboring. Raipas-forekomsten er malmgeologisk undersøkt av Vokes (1955, 1957a og b, 1967). I 1978 ble forekomsten detaljgeologisk kartlagt og undersøkt med diamantboring og geofysikk (IP-målinger) (Vik 1979, Eidsvig 1979). Malmen inneholder utenom kobberkis (CuFeS_2) de kobberrikere mineralene bornitt (Cu_5FeS_4), digenitt (Cu_9S_7) samt endel fahlerts. I tillegg finnes sulfidmineraler av linnaeittgruppen som har formel ($\text{Metall}_3\text{S}_4$). Metallene er hovedsaklig kobber, kobolt og nikkel. Mineraler av denne gruppen er nokså sjeldne i Norge (Vokes 1967), men opptrer relativt hyppig i Raipas. Vanligst av dem er siegenitt ($(\text{Co}, \text{Ni})_3\text{S}_4$).

Malmen i Raipas opptrer i en dolomittbreksje. I denne opptrer tungspat (BaSO_4) som er et mineralsk råstoff med ganske høy verdi og som brukes ved oljeboring. Raipas-forekomsten sitter i den vestlige skjenkelen av en antiklinal. I den østlige skjenkel knyttet til samme dolomittiske enhet, sitter Borrass-forekomsten (Holtedahl 1918).

Raipas-forekomsten synes å være uttømt, men i tillegg til denne er det registrert mindre mineraliseringer både nord og syd for graven.

Borrass-forekomsten

På denne forekomsten, som er den viktigste sulfidmineralisering på kartblad Gargia, er det bare drevet en kort stoll med tverrslag. Forekomsten er en breksje-forekomst med lignende mineralogi som den i Raipas (Vokes 1957b og 1967). Den ligger i den østlige skjenkelen av en antiklinal, mens Raipas-forekomsten ligger i den vestlige skjenkelen (Holtedahl 1918). Vanligst av linnaeittgruppens mineraler i Borrass-forekomsten er carrolitt (CuCo_2S_4) (Vokes 1967). Forekomsten er Co-rik og holder i tillegg noe sølv.

Også syd for Borrass-forekomsten er det gjort noen mindre skjerpearbeider sydover mot Raigorivatnet (935625), men her er mineraliseringen bare tynne årer av kobberkis uten økonomisk betydning (Gjelsvik 1960).

SKIFER

Av Per Ryghaug, Norges geologiske undersøkelse, Postboks 3006, N-7001 Trondheim, og Albert Vasshaug, N-9500 Alta

De største skiferfeltene i Norge ligger innen kartbladene Alta og Gargia.

Forekomstene omtales gjerne som et østre og vestre felt, delt av Altaelva. I vestfeltet, som i dag er det viktigste, ligger bruddområdene Langvann, Øster-

haugene (895482), Raftesvarre (891501) og Peska. I østfeltet ligger bl. a. bruddområdene Detsika, Gamasvarre (970540), Nalganas, Tverrelvdalen, Skomakerdalen, Borrás, Stilla og Østerelvdalen (syd og nord). Videre ligger det nedlagte bruddområde på Skaidi ved Transfarelvdalen og i Eiby dalen (Gam melhansslätten).

Alle nevnte bruddområder er avmerket med bruddtegn på berggrunnskartene.

Alta-skiferen opptrer i øvre deler av Nalganas-dekkets meta-arkose. Drivverdige skiferforekomster synes utelukkende å være knyttet til en skifersone hvor tykkelsen varierer fra 30 til 200 m. Skiferen er lys grå til grønnblålig grå av farge og er ujevnt kornet (dominerende kornstørrelse mellom 0.1 og 1 mm). Bergarten er regelmessig båndet med planparallele glimmerrike sjikt som bergarten spaltes (kløyves) etter. Den økonomiske drivverdigheten av skiferen varierer meget sterkt fra brudd til brudd og innen det enkelte brudd. Dette skyldes vekslende grad av spaltbarhet (uregelmessig utvikling av glimmersjiktene) samt utbredelse av oppsprekninger, folder, kvartsutfelling, glimmer-skiferbånd («kleber») og andre forurensende faktorer. Skiferbergarten er mer utførlig beskrevet under avsnittet om Nalganas-dekket, s. 25. Videre er synspunkter på dannelsen av bergartens skifrihet nevnt på side 32.

Brytingen av skifer i Alta tok til i 1856. Etter at koppergruvene i Kåfjord ble nedlagt i 1908 ble det mer ordinær produksjon for salg til private oppkjøpere. I 1918 dannet en del skiferdrivere salgslaget «Alten Skifer». Dette ble i 1927 avløst av «Alta Skiferandelslag», som så igjen i 1933 ble avløst av det eksisterende «A/L Alta Skiferbrudd». Dette er et andelslag hvor alle som driver skifer i Alta er forpliktet til å ha andel. De må dessuten være hjemmehørende i Alta. Skiferfeltene i Alta ligger på statsgrunn og forvaltes av Jordsalgskontoret i Vadsø, men A/L Alta Skiferbrudd har forpaktning over samtlige felter i Alta kommune fram til utgangen av 1981.

De viktigste trekkene av skiferdriften har Vasshaug (1970) beskrevet ved en redegjørelse utarbeidet i forbindelse med stortingsprop. nr. 160 (Industri-departementet 1970–1971).

Driftsformen har hele tiden vært og er fortsatt dominert av enkeltmannsdrift og drift i grupper på 2–3 mann (Fig. 15) (Petterson 1977). Driverne leier sine utmål med plikt til å levere skifer til andelslaget som så forestår salget og dessuten utfører visse hjelpefunksjoner for driverne. Skiferdriverne står imidlertid ikke i noe arbeidstakerforhold til laget, men regulerer selv sin arbeidsdag og dekker selv sine driftsutgifter. Fig. 15 viser et av de største og beste brudd med tradisjonell drift, øst i Storhalla.

Takskiferen var frem til slutten av 1950-årene det viktigste produktet, og i enkelte år før siste krig kunne 800–900 mann produsere opp til 9 mill. stk./år. I de senere år har imidlertid klypte flis, hugne heller og villheller (bruddheller) vært hovedproduktene. Produksjonen av ulike typer flis og heller i perioden 1958–1976 var ca. 8 mill m². Legger en til takskiferproduksjonen kommer en opp i en samlet produksjon siden starten på over 22 mill. m² skifer som etter dagens priser (1977-kroner) representerer en omsetningsverdi på ca. 900 mill. kroner.



Fig. 15. Skiferbrudd med tradisjonell drift. Storhalla, Peska (882508). Foto, O. Øvereng 1971.

Flagstone quarry showing traditional production methods. Storhalla, Peska (882508). Photo, O. Øvereng 1971.

En stor del av produksjonen har siden 1960 vært eksportert til Nederland gjennom selskapet Quartzite AG. De siste årene har innenlandsomsetningen steget og utgjorde i 1976 52.2 % av totalomsetningen. Imidlertid går mye av innenlandsomsetningen til A/S Steinsliperiet i Alta som sager og sliper skiferen til flis og trappetrinn m.m., før også denne (ca. 90%) eksporteres til Nederland (Graniet Industrie de Weijs N.V.).

Alta-skiferen er gjort kjent og markedsføres under betegnelsen «Alta-kvartsitt». En geologisk riktigere betegnelse på bergarten er «skifrig meta-arkose».

Det har flere ganger vært mislykkede forsøk på etablering av industriell fellesdrift for å få øket produksjonen som har hatt nedgang siden 1965. Industridepartementet oppnevnte i 1969 et utvalg, («Altaskiferutvalget av 19. nov. 1969»), til å vurdere skifernæringen i Alta. Innstillingen fra utvalget dannet grunnlaget for og resulterte i Industridepartementets St.prp. nr. 160 (1970–71) «Om skiferforekomstene i Alta». En gikk her bl. a. inn for grundige undersøkelser av skiferfeltene i Alta for dels å finne fram til de områder som var best egnet for en eventuell industriell skiferdrift, og dels for å gi den tradisjonelle drift grunn å drive på. NGU ble kontaktet for å utføre disse undersøkelsene. Videre ble det foreslått å opprette et utviklings- og prøvedriftsselskap som skulle klarlegge forholdene for en eventuell industrialisert skiferdrift. Endel andre hjelpetiltak som bl. a. et vei-/bruprojekt til Detsika og opprensningsfond ble vurdert.

NGU startet i 1970 skiferundersøkelsene i Alta i forbindelse med det nyopprettede Nord-Norge-prosjektets undersøkelsesprogram. En tok sikte på å finne fram til et område som egnet seg for industriell skiferdrift. Samtidig med disse detaljundersøkelsene i bruddområdene ble det utført regional berggrunnskartlegging på kartbladene Alta og Gargia (Fareth 1971a, Zwaan & Ryghaug 1972, Zwaan et al. 1975).

I 1971 ble A/S Industriell Skiferdrift stiftet med A/L Alta Skiferbrudd, A/S Steinsliperiet og Den Norske Stat v/Industridepartementet som aksjonærer. Selskapet startet i 1972 opp bryting av skifer i «Storhalla» i Peska, som var det felt NGU etter sine undersøkelser (bl. a. ved borer) prioriterte som det best egnede (Fareth 1971b). Selskapet skulle utvikle nye hjelpemidler og driftsprosesser. Ved utstrakt bruk av maskiner tar en ut store blokker som fraktes ned til Bossekop for bearbeiding. Selskapet leverer til A/L Alta Skiferbrudd på lik linje med andre andelshavere.

Forsøksdriftsperioden på 2 år ble forlenget og pågikk også i 1977. En har hatt 15–18 mann i arbeid, og produksjonen i 1976 var ca. 25% av den totale produksjon hos A/L Alta Skiferbrudd, som i alt mottok skifer fra 213 skiferdrivere.

Selv om en industrialisert driftsform må til for å øke produktiviteten i skifer-næringen, er det på det rene at flere av bruddområdene er av en slik beskaffenhet at de fortsatt bør drives etter det tradisjonelle mønster.

Skiferressursene i Alta må betegnes som meget store, og en har til tross for over 120 års drift såvidt «rotet litt i overflaten» av skiferforekomstene (Ryghaug 1979a, b). Det er en utbredt oppfatning blant skiferdriverne at skiferen blir tungt spaltbar (tettere) når en har drevet et stykke innover i fjellet. En har imidlertid brudd som er drevet 15–20 m innover uten forandring i spaltbarheten. Diamantboringene som NGU utførte ved «Storhalla» og «Midterhaugen» gir grunn til å tro at en flere steder godt kan drive minst 70 m innover i fjellet uten at spaltbarheten blir utilfredsstillende. Det er derfor i første rekke et driftsteknisk spørsmål hvor langt en kan drive innover langs lagene.

Berggrunnskartleggingen har vist at skifersonen kan forventes å fortsette vestover fra Eiby dalen mot Mattis dalen. I likhet med skifersonens nordlige fortsettelse ved Skaidi, må disse områdene sees på som områder med mulige skiferreserver.

KVARTSITT

Av Per Ryghaug

Bossekopgruppens kvartsitt ble i forbindelse med NGU's Nord-Norges-program for 1977 undersøkt med sikte på eventuell industriell utnyttelse. Det ble prøvetatt profiler igjennom hele kvartsittsonen på begge sider av Tverrelvdalen og i Gurbmutvarri ved Mattis dalen. For en stor del er kvartsitten forurenset av siltsteinlag og for feltspatholdig til å være av interesse. I øvre deler opptrer det et 10–25 m mektig lag med massiv og ren kvartsitt. Analysetall for

kvartsittlaget er SiO_2 98.3%, Al_2O_3 0.78% og Fe_2O_3 0.24% i gjennomsnitt for de tre profilene. Liten mektighet og ugunstig beliggenhet de fleste steder gjør den imidlertid mindre interessant i dag.

Geofysikk

AEROMAGNETISKE MÅLINGER

Av Inge Aalstad, Norges geologiske undersøkelse, Postboks 3006, N-7001 Trondheim

Som en del av den systematiske aeromagnetisk kartlegging av Norge er kartbladene Alta og Gargia dekket med magnetiske målinger fra fly. Målingene er utført i årene 1962 og 1966. Resultatene er utgitt som kart i sort/hvitt i målestokk 1:50 000 og inngår også i det fargetrykte karblad Nordreisa i målestokk 1:250 000. Praktisk talt alle magnetiske anomalier kommer av magnetitt i bergartene. De fremtredende magnetiske anomalier skyldes derfor hovedsakelig de basiske vulkanske bergarter fra Raipasgruppen, mens de overliggende autoktone senprekambrisk-kambriske og de alloktone bergarter fra Reisa-dekkekomplekset er praktisk talt umagnetiske. På et tolkningskart (K. Åm 1975) av det aeromagnetiske kartblad Nordreisa 1:250 000 er det inntegnet høydekurver for grenseflaten mellom prekambriske og overliggende bergarter. Det sentrale nedsenkingsområdet faller meget godt sammen med områder hvor de tektonostratigrafiske høyeste bergarter (granatglimmerskifer tilhørende Nalganasdekket) er blottet. Videre er det avgrenset på den nordlige halvdel av kartbladet Gargia soner hvor grunne magnetiske kilder opptrer. Disse soner passer meget bra med opptrøden av ultramafiske bergarter tilhørende Nålfjellgruppen.

GEOFYSISKE MÅLINGER FRA HELIKOPTER

Av Henrik Håbrekke, Norges geologiske undersøkelse, Postboks 3006, N-7001 Trondheim

Magnetiske, elektromagnetiske og radiometriske målinger fra helikopter er utført over den delen av 'Kvænavinduet' som hører til Alta kommune (Håbrekke 1978). Et område på ca. 300 km² ble dekket og flyhøyde og profilavstand var henholdsvis 200 fot og 200 meter. Som navigasjonsgrunnlag ble det benyttet en fotomosaikk i målestokk 1:20 000. Alle observasjoner ble registrert både digitalt og analogt. Resultatene er fremstilt som magnetiske og elektromagnetiske kotekart i målestokk 1:20 000. De radiometriske og magnetiske observasjonene er fremstilt som profilkurvekart i målestokk 1:50 000 (Håbrekke 1979).

Geokjemi

Av Gunnar Næss og Jomar Staw, Norges geologiske undersøkelse, Postboks 3006, N-7001 Trondheim

Som en del av Statens malmundersøkelser ble det i 1961 foretatt undersøkelser av bekkesedimenter i Lille Borras og Lille Raipas (Troften 1961). Det kom ikke fram indikasjoner på ukjent mineralisering.

I 1970 og 1971 ble det som en del av NGU's råstoffundersøkelser i Nord-Norge, foretatt leting etter bly i den SØ-lige randen av den kaledonske fjellkjeden mellom Lakselv og Reisadalen. Det ble utført berggrunnskartlegging (Mathiesen & Tan 1970) og bekkesedimentgeokjemi (Næss 1970, 1971) i et belte på begge sider av grunnfjellsgrensen. Sedimentprøvene ble analysert på bly, kobber, sink, sølv og nikkel. Man fikk sammenfallende høye verdier av bly, kobber, sink og nikkel i flere anomaliområder i hovedsak beliggende i grunnfjellet. Mathiesen (1971) fulgte opp anomaliene med geologiske feltundersøkelser. Gehalten i fast fjell er uten økonomisk interesse.

I 1978 ble det utført berggrunnskartlegging (Vik 1979) og bekkesedimentgeokjemi (Næss & Staw 1979) i Alta-Kvænangen-vinduet. Det viser seg at Kvenvikgrønnsteinen skiller seg ut med et høyt innhold av metaller i bekkesedimentene.

ORDLISTE

Ordforklaringene er forenklede definisjoner tatt fra forskjellige oppslagsverk.

Allotkon: bergartsenhet som er overskjøvet eller flyttet på annen måte.

Arkose: sandstein som inneholder minst 25% feltspat.

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

Basisk bergart: eruptiv bergart med mindre enn 52 vektprosent SiO_2 .

Blastomylonitt: rekrystallisert knust bergart.

Bøyningsfold: fold som ble dannet ved bevegelser parallelt lagdelingen.

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

Diskordans: brudd i lagrekke.

Eruptivbergart: eller magmatisk bergart; bergart som er dannet av en smelte: (størkningsbergart).

Foliasjon: planstruktur utviklet under deformasjon og metamorfose.

Grønnstein: basisk vulkansk eruptivbergart, metamorft omdannet.

Gråvakke: sandstein som inneholder mer enn 15% leire, og videre kvarts, feltspat, bergartsfragmenter og mørke mineraler.

Hypidiomorf: struktur i en eruptivbergart hvor mineralene bare delvis har fått utviklet sine egne krystallformer.

Hypokrystallinsk: struktur i en eruptivbergart som består både av krystaller og en ikke-krystallinsk grunnmasse.

Idiomorf: struktur i en eruptivbergart hvor mineralene har fått utviklet sine egne krystallformer.

Imbrikasjon: tektonisk struktur; bergartsskiver ligger som takstein oppå hverandre ved overskyvning langs hellende skyveplan.

Intersertal: struktur i en eruptivbergart med uorienterte listeformede feltspatkrystaller som ligger i hypokrystallinsk til glassaktig grunnmasse.

Intrafolial fold: en isolert isoklinal fold som ligger parallelt foliasjonen.

Intrusiv bergart: eruptivbergart som har trengt seg inn i sidebergarten.

Isoklinal fold: fold med parallelle skjenkler (ben).

Jaspis: mikrokrySTALLinsk til amorf kiseltsyre (kalsedon) med en karakteristisk rød farge.

Keratofyr: sur lys vulkansk bergart, hovedsakelig bestående av albit, kloritt, epidot og kalkspat.

Kryptokrystallinsk: struktur i en eruptivbergart som er så finkornet at krystallkornene ikke kan sees i vanlig mikroskop.

Litostratigrafien: lagrekke bestemt ved bergartens mineralinnhold.

Metamorfose: mineralogisk og strukturell omvandling av bergarter ved geologiske prosesser.

Meta: foran et bergartsnavn vil si at bergarten er omdannet ved metamorfose (meta-arkose, metagabbro, osv.).

- Monoklinal fold*: en «knekk» i laget.
- Ofittisk*: struktur i en eruptiv bergart uten grunnmasse hvor listeformede feltspatkrystaller er delvis eller helt innesluttet i augitt-pyroksenkrystaller.
- Peneplan*: sletteland dannet ved langvarig erosjon av et kontinent-området.
- Polymikt konglomerat*: konglomerat som inneholder boller av forskjellige bergarter.
- Porfyr*: eruptivbergart med store krystaller i en grunnmasse.
- Porfyroblast*: stor krystall i en ellers finkornig metamorf bergart.
- Putelava*: dannes ved undersjøisk utstrømming av lava. Strømmen forgrener seg i langstrakte puteformige strukturer som legger seg ved siden av og oppå hverandre.
- Skjærfold*: fold dannet ved bevegelser parallelt akseplanet.
- Skyvedekke*: fjellparti som er blitt løsrevet og forflyttet ved fjellkjededannelse.
- Stromatolitt*: blåalgestrukturer i bergarter.
- Sur eruptiv bergart*: eruptiv bergart med mer enn 65 vekt% kiseltsyre (SiO₂).
- Tektono-stratigrafisk søyle*: viser bergarter i sin nåværende rekkefølge, som ikke nødvendigvis tilsvarer den opprinnelige lagfølge (på grunn av fjellkjedebevegelser).
- Terrigent sediment*: sediment bestående av materiale dannet ved forvitring av fjell og jord over havnivå.
- Tillit*: forsteinet morene.
- Turbiditt*: undersjøisk bergart dannet ved avsetning av en slam-strom.
- Transgresjon*: oversvømmelse av land ved havnivåheving eller synkning av land.
- Ultramafisk bergart*: bergart av eruptiv opprinnelse med mer enn 90% mørke mineraler.

ETTERORD

Forfatterene takker P. Ryghaug for hans bidrag til kartlegging, mikroskopering og beskrivelse av bergartene. H. P. Geis har vært en inspirerende veileder for Gautier. Forfatterene har fått god hjelp av E. Fareth ved kartlegging, kritisk lesning og forbedring av manuskriptet og korrigerer av den norske teksten. A. Siedlecka og M. Gustavson takkes for kritisk lesning av manuskriptet. T. Pharaoh og R. Boyd har korrigert den engelske teksten. S. Føyn, S. Vik og J. Staw har lest deler av manuskriptet og bidratt til forbedring. Tilslutt takker vi de mange medarbeidere ved NGU som har deltatt i produksjonen av kart og beskrivelse.

Summary

DESCRIPTION OF THE GEOLOGICAL MAP-SHEETS ALTA AND GARGIA

The Alta and Gargia map areas include both a deeply incised coastal fjord area with tops up to 1100 m and a 'vidde' type plateau at about 400 m. The greater part of the areas was mapped and described in some detail during the decade after 1910 by Høltedahl and Zensen. A three-fold tectono-stratigraphic division was then established; 1) the Raipas System Precambrian basement (now Raipas Group); 2) the autochthonous (s.s.) Bossekop division (on maps, the Bossekop and Borrás Groups); and the sub-Cambrian phyllite-sandstone division (now Dividal Group) and 3) the allochthonous Caledonian metamorphic rocks (now Reisa Nappe Complex). After the printing of the Alta & Gargia maps a new tectonostratigraphic classification of the rock units was proposed. This is explained in the rock descriptions.

The present description is based mainly on the systematic mapping of Føyn in 1962, Zwaan & Ryghaug in 1971 and 1975 and of Gautier in 1971 and 1972. At the beginning of the 19th century copper mining was started in Kåfjord and in the Raipas area but because of poor ore quantities it was abandoned in 1908. The area is well known for its flagstone quarries.

Precambrian basement rocks

The Precambrian basement outcrops in a tectonic window called the Alta-Kvænangen window. The rocks, which are metamorphosed in lower greenschist facies, belong to the Raipas Group which is usually correlated with the Karelian rocks of the Baltic Shield. Radiometric dating of coarse-grained diabases by the K^{40}/Ar^{40} method (1500 m.y. B.P.; 2000 m.y. is also probable) enhances this correlation (Gautier et al. 1979). The Raipas Group is usually divided into two major rock units, each about 1200 m thick, called the lower and upper Raipas.

The lower Raipas, in all probability the oldest unit, consists mainly of a folded sequence of submarine volcanic and volcano-sedimentary rocks for which the name Kvenvik greenstone is suggested. The volcanics are of uniformly tholeiitic basalt composition. The predominant rock-types are coarse- and fine-grained greenstones with ophitic or intersertal texture; in older literature and in the field they are termed metagabbro and metabasalt, respectively. Pillow structures are often found. Tuffs, with the appearance of very fine-grained greenstones, are associated with slates and mainly dolomitic carbonate layers. They show sedimentary structures such as graded bedding, cross-bedding and raindrop Lapilli. Carbonate layers include stromatolites. These sediments and fossils point to a delta and near-shore depositional environment. Carbonates are a minor constituent but form, intercalated with slates, a distinctive horizon just below the boundary with the upper Raipas. This horizon is now termed the Storviknes dolomite.

The upper Raipas lie conformably on the lower Raipas. It begins with an estimated 1000 m-thick sandstone formation for which the name Skoaððuvarri sandstone is suggested. It has a homogeneous lithic greywacke composition with some slaty and conglomeratic intercalations up to 4 m in thickness. The colour changes from grey-green in the lower parts through grey to violet in the highest layers. Many sedimentary structures such as ripple-marks and cross-bedding are observed. The formation is considered to have been formed in a deltaic and near-shore environment. A dolomite interbedded with sandstone, termed the Luovusvarri formation, forms the highest unit of the Raipas Group. The exposed thickness is 100 m; the colour is white to pink with light brown weathering surfaces. The intercalated sandstone is a dark grey greywacke of variable composition.

Bossekop, Borrás and Dividal Groups

In the Alta and Gargia area the slightly metamorphosed sediments of the Bossekop and Borrás Groups represent the late Precambrian to Cambrian autochthonous cover of the Raipas Group basement rocks. The late Precambrian Bossekop Group lies with a thin (some dm) basal conglomerate unconformably on a near horizontal peneplain, which north-west of Mattisdalen has been disturbed by Caledonian movements. The formation is about 150 m thick and comprises mostly a massive white to pale red quartz sandstone. Except for an area around Lille Raipas, the highest levels of the Bossekop Group are repre-

sented by a sandstone rich in siltstone and slate intercalations. Above this is the Borras Group which begins with an iceberg-type tillite of 10 m thickness. This tillite (which lies with a slight unconformity on the Bossekop Group) is correlated with the upper tillite in East Finnmark (Føyn 1964). Conformably above the tillite follows a quartzitic conglomerate (10–30 m) and blue and green mudstone (2–20 m). The latter forms the boundary with the overlying rocks of the Gargia Nappe.

In the south-east corner of the Gargia area the slightly metamorphosed Dividal Group sediments of Eocambrian (Vendian) to Cambrian age lie unconformably on weathered dioritic Precambrian basement rocks. The group begins with a 5 m-thick basal conglomerate. This is followed by a sequence of shale/mudstone, siltstone and subordinate layers of impure quartz sandstone, with a total thickness of up to 140 m. Høltedahl (1918) made a three-fold lithostratigraphic subdivision of this sequence. The highest level, the upper siltstone zone, is characterized by trace fossils and the Cambrian fossil *Obolus* sp.

The allochthonous rocks

The central areas of the both map sheets are covered by Caledonian folded and metamorphosed supracrustals and igneous rocks, forming a weakly downwarped allochthonous unit up to 1500 m thick called the Reisa Nappe Complex (equivalent to the Kalak Nappe Complex of Roberts 1974). Two main rock sequences are recognised in this complex: 1) A homogeneous meta-arkose unit of supposed Eocambrian age; this constitutes the Komsa Group in the Gargia Nappe and is the main rock type in the Nalganas Nappe. 2) A complex group of rocks possibly representing two different types of Precambrian basement rock; this constitutes the Nälffjell Group forming the highest unit of the Gargia Nappe.

- 1) Metamorphic rocks of supposed Eocambrian age. The Komsa Group (now called Komsa meta-arkose) comprises a 500 m-thick homogeneous meta-arkose sequence. The meta-arkose is fine-grained and light to dark greenish-grey colour-banded. Within the lowest part of the sequence along the southern border of the Caledonian front a polymict conglomerate of variable thickness is present. The meta-arkose of the Nalganas Nappe is rather similar to that of the Gargia Nappe, but the 400 m-thick sequence is less homogeneous because of many garnet-mica schist intercalations. It is coarse-grained, displays a light to dark grey colour-banding and grades upwards into a garnet-mica schist interbanded with gneissose schist which forms the highest unit of the tectono-stratigraphic rock pile.
- 2) Rock complex of probable Precambrian age. Banded gneiss and augen gneiss, both with amphibolitic intercalations, are major lithologies in the Nälffjell Group (now termed Complex); these are thought to be fragments of old Precambrian basement emplaced by Caledonian thrusting. Hornblende schist, chlorite greenstone, calcareous mica schist with ultramafic lenses, and calcitic to dolomitic marbles form another group of rocks which are thought to be derived from Raipas-type Precambrian basement.

Tectonic structures and mineral growth

Pre-Caledonian

The dominant folding and metamorphism of the Raipas Group are probably of Karelian age. The deformation is a parallel-type folding with open folds in the east and isoclinal folds with thrusts in the core in the north-west; fold amplitudes are up to several km. Because parasitic folding with the formation of an axial planar slaty cleavage is of minor importance, the way-up of the rock sequence was determined largely with help of the abundant pillow lava structures. Metamorphism varies from mostly lower greenschist facies to middle greenschist facies with the formation of biotite and blue-green hornblende in some of the greenstones.

Caledonian

A major feature of the Caledonian deformation of the map-area was the thrusting of basement rocks of different types together with cover rocks (mainly arkosic) from the north-west over the autochthonous units. Typical for the area is comparatively weak deformation and metamorphism of the autochthonous rocks, both the Precambrian basement rocks and the late Precambrian to Cambrian sediments. The allochthonous rocks on the other hand have been deformed in at least three tectono-metamorphic phases. During the first phase, D_1 , some small tight to isoclinal intrafolial folds were formed under lower greenschist facies conditions and a first, weak, tectonic (probable mylonitic) foliation was developed subparallel to layering. The main porphyroblastic metamorphism, with growth of middle greenschist facies minerals in the Gargia Nappe and of upper greenschist facies in the Nalganas Nappe occurred both before, during and after the second deformation phase, D_2 . Second phase folds have amplitudes of up to several tens of metres and parasitic folds on the centimetre scale are fairly common. The fold style varies from that of strongly flattened parallel folds in the meta-arkoses and gneisses to similar folds in mica schists. Typical for the second deformation in the arkoses is a penetrative blastomylonitic foliation which is axial planar to the folds and subparallel to the layering in the limbs of the folds. A mineral lineation parallels the fold axes. The fold axial trend is variable with maxima of N-S, NNW-SSE and WSW-ENE. Monoclinic to weakly triclinic open parallel folds with steep axial planes associated with faults and joints disturb the D_2 structures. These D_3 deformation structures are found over the whole area and grade southwards into orthorhombic buckle folds. Axial trends of D_3 folds are N-S and NE-SW. A retrograde metamorphism in lower greenschist facies and local mylonitization belongs to this phase. Thrusting of the Nalganas Nappe over the Gargia Nappe is considered to relate to this deformation phase. The thrusting of the Gargia and Nalganas Nappes to their present position is the final phenomenon of this phase and possibly occurred in Silurian times. The basal thrust zone of this Reisa Nappe Complex is thin and characterized by cataclastic deformation. In the north it cuts down into the Raipas rocks, but in the south only into the upper units of the Dividal Group. The upwarp of the Alta-Kvænangen tectonic window is principally a late-phase Caledonian feature, though it started possibly

at the time of thrusting of the Reisa Nappe Complex. The window area is bordered on the south-east side by gentle monoclinical folds and major faults.

LITTERATUR

- Åm, K. 1975: Aeromagnetic basement complex mapping north of latitude 62 N, Norway. *Norges geol. Unders.* 316, 351-374.
- Bjørlykke, A. & Fareth, E. 1973: Blyundersøkelser i Nord-Norge. *Upubl. NGU-rapport 1118/3A*, 12 pp.
- Bouma, A. H. 1962: Sedimentology of some Flysch Deposits. Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, 168 pp.
- Boe, P. & Gautier, A. M. 1978: Precambrian primary volcanic structures in the Alta-Kvænangen tectonic window, northern Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 58, 113-119.
- Eidsvig, P. 1979: IP-målinger ved Raipas kobbergruve, Alta, Finnmark. *Upubl. NGU-rapport 1625/10B*, 9 pp. + bilag.
- Fareth, E. 1971a: Skiferundersøkelser i Alta, Finnmark fylke. *Upubl. NGU-rapport 968E, del 7*, 19 pp.
- Fareth, E. 1971b: Skiferundersøkelser i Alta, Finnmark fylke. *Upubl. NGU-rapport 1035 7C*, 40 pp.
- Fareth, E. 1975: Geologisk kartlegging, Altenes-halvøya, Alta, Finnmark. *Upubl. NGU-rapport 1164/9A*, 17 pp.
- Fareth, E., Gjelsvik, T. & Lindahl, I. 1977: Čierte. Description of the geological map 1733 II-1:50 000. *Norges geol. Unders.* 331, 1-28.
- Fleuty, M. J. 1964: The description of Folds. *Geol. Assoc. Proc.*, 461-492.
- Follestad, B. 1977: Alta. Hellingskart 1834 I - M 1:50 000. *Norges geogr. oppmåling*.
- Follestad, B. 1979: Alta. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1834 I - M 1:50 000. *Norges geol. Unders.* 349, 41 pp.
- Føyn, S. 1960: Tanafjord to Laksefjord. In Dons, J. A. (ed.): Aspects of the geology of northern Norway. *Internat. Geol. Cong., 21st, Copenhagen 1960, guide to excursion A3, Norden (Oslo)*, 45-55.
- Føyn, S. 1964: Den tillittforende formasjonsgruppe i Alta - en jevnføring med Øst-Finnmark og med indre Finnmark. *Norges geol. Unders.* 228, 139-150.
- Føyn, S. 1967: Dividal-gruppen ("Hyolithus-sonen") i Finnmark og dens forhold til de eokambrisk-kambriske formasjoner. *Norges geol. Unders.* 249, 1-84.
- Gautier, A. M. 1977: Géologie de la fenêtre précambrienne d'Alta-Kvænangen (partie NE), W.-Finnmark, Laponie norvégienne. *Université de Genève, Faculté des sciences, Département de minéralogie, These No. 1740*, 165 pp.
- Gautier, A. M., Gulaçar, F. & Delaloye, M. 1979: K-Ar age determinations of the Alta-Kvænangen window rocks (northern Norway). *Norsk geol. Tidsskr.* 59, 155-159.
- Gjelsvik, T. 1960: Borrastforekomsten i Alta. *Upubl. NGU-bergarkiv rapport 315b*, 2 pp.
- Håbrekke, H. 1979: EDB-behandling av radiometriske og magnetiske målinger fra helikopter utført i 1977 over Kvænangenvinduet. *Upubl. NGU-rapport 1594/tillegg*, 5 pp. + bilag.
- Håbrekke, H., Brandhaug, K. & Blokum, O. 1978: Magnetiske, elektromagnetiske og radiometriske målinger fra helikopter over den delen av Kvænangenvinduet som hører til Alta kommune i Finnmark fylke. *Upubl. NGU-rapport 1594/1-2*, 13 pp. + bilag.
- Hedberg, H. D. 1976: *International stratigraphic guide*. 200 pp. John Wiley and Sons, New York.
- Holtedahl, O. 1918: Bidrag til Finnmarkens geologi. *Norges geol. Unders.* 84, 1-314.
- Industridep. 1970-71: Om skiferforekomster i Alta. *St.prp. nr. 160*, 31 pp.
- Mathiesen, C. O. 1972: Blyundersøkelser i den kaledonske fjellranden mellom Altaelva og Lakselv 1971. *Upubl. NGU-rapport 1035/1A*, 19 pp.
- Mathiesen, C. O. & Tan, T. H. 1970: Blyundersøkelser i den kaledonske fjellranden i Troms og Finnmark. *Upubl. NGU-rapport 968A/del I*, 8 pp.
- Milnes, A. G. & Ritchie, A. 1962: Contribution to the geology of the Kvænangen window, Bufjord, Troms, Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 42, 77-102.
- Moberg, A. 1968: Kopperverket i Kåfjord - Ett bidrag til Nordkalottens historia. *Norbottens museum, 1968*, 144 pp.
- Mørk, K. 1970: En geologisk undersøkelse av området omkring Kåfjord Kobbergruve. Kåfjord i Alta, Finnmark. *Univ. i Oslo. Upubl. hovedoppgave*, 115 pp.

GARGIA

1934 IV

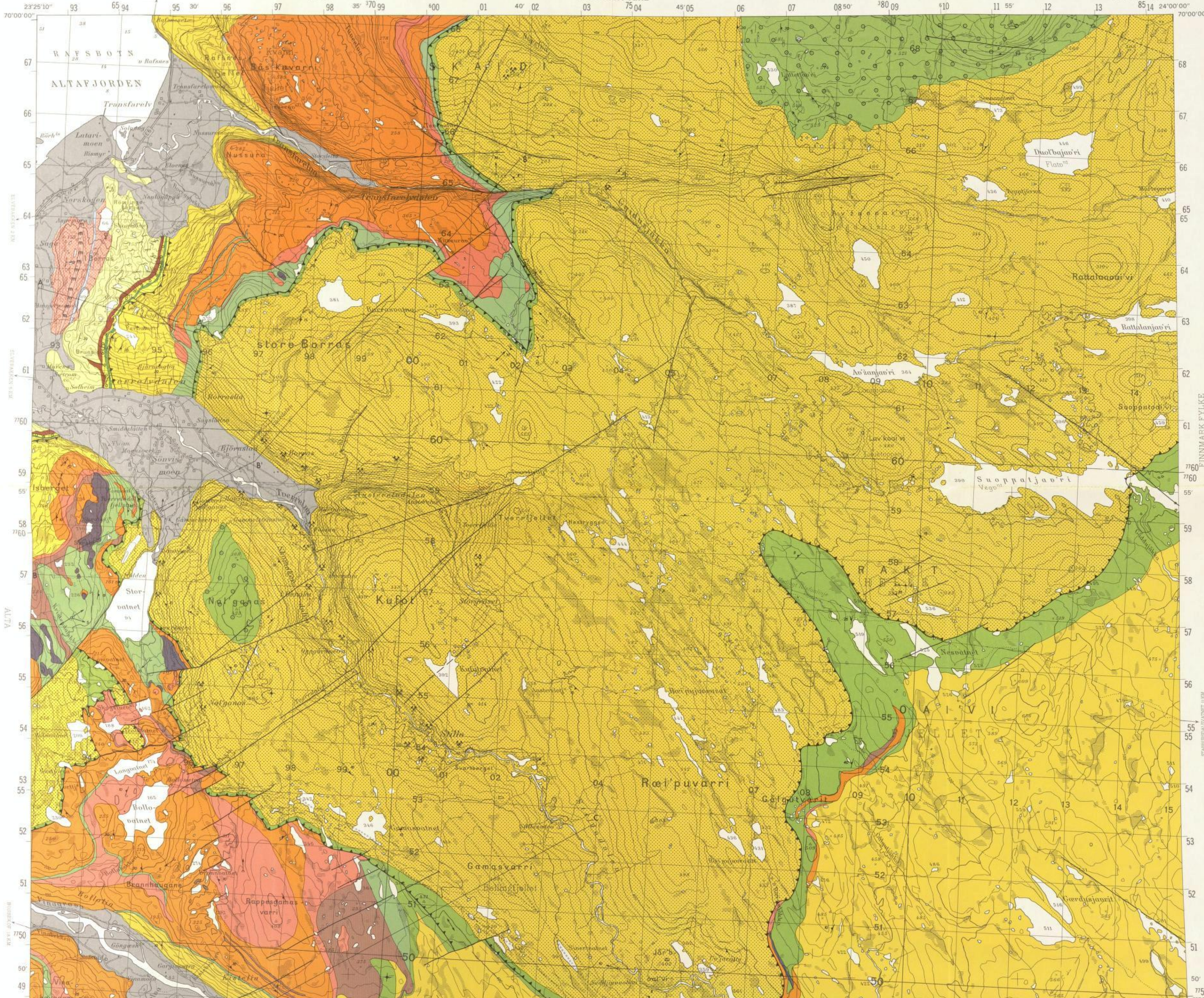
FINNMARK FYLKE

BERGGRUNNSKART 1:50000

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

ALTA

PORSÅNGER



TEGNFORKLARING Legend

KVARTÆRE AVSETNINGER Quaternary deposits

MORENE, SAND, GRUS, LEIR osv.
Moraine, sand, gravel, clay etc.

ALLOKTONE ENHETER Allochthonous units

NALGANAS-DEKKET (7EOKAMBRUM) Nalganas nappe (7Eocambrian)

GRANATGLIMMERSKIFER
Garnet-mica schist

META-ARKOSE
Meta-arkose

GLIMMERSKIFER
Mica schist

GARGIA-DEKKET Gargia nappe

NALFJELLGRUPPEN (UKJENT ALDER) Nalfjell Group (Unknown age)

GLIMMERSKIFER
Mica schist

ULTRAMAFISKE BERGARTER
Ultramafic rocks

KALKGLIMMERSKIFER / MARMOR
Calcareous mica schist / Marble

HORNBLENDESKIFER
Hornblende schist

FINKORNET, LYS GNEIS (OFTE KALKSPATHOLDIG)
Fine-grained, light gneiss (frequently calcite-bearing)

BÅNDET GNEIS, ØYEGNEIS
Banded gneiss, augen gneiss

AMFIBOLITT
Amphibolite

KOMSAGRUPPEN (7EOKAMBRUM) Komsa Group (7Eocambrian)

META-ARKOSE
Meta-arkose

AUTOKTONE ENHETER Autochthonous units

BORRASGRUPPEN, DIVIDALGRUPPEN ØST FOR GARGIA (7EOKAMBRUM OG YNGRE) Borras Group, Dividal Group east of Gargia (7Eocambrian and younger)

UDIFFERENSIERT, BASALKONGLOMERAT, LEIRSKIFER, SILTSTEIN.
SANDSTEIN, DOLOMITT (ØST FOR GARGIA)
Undifferentiated, basal conglomerate, shale, siltstone, sandstone, dolomite (east of Gargia)

KVARTSITT OG SKIFER
Quartzite and shale

BLÅ OG GRØNN SKIFER
Blue and green shale

KVARTSITT-KONGLOMERAT
Quartzite conglomerate

TILLITT
Tillite

BOSSEKOPGRUPPEN (SEN-PREKAMBRUM) Bossekop Group (Late Precambrian)

KVARTSITT I VEKSLING MED LEIRSKIFER
Quartzite alternating with shale

KVARTSITT
Quartzite

RAIPASGRUPPEN (PREKAMBRUM) Raipas Group (Precambrian)

BASALTIK TUFF OG TUFFITT
Basaltic tuff and tuffite

DOLOMITT OG KALKSTEIN
Dolomite and limestone

METABASALT
Meta-basalt

GEOLOGISKE SYMBOLER Geological symbols

STRØK OG FALL, LAGDELING (VERTIKALT, HORIZONTALT)
Strike and dip, layering (vertical, horizontal)

STRØK OG FALL, SKIFRIGHET (VERTIKALT, HORIZONTALT)
Strike and dip, schistosity (vertical, horizontal)

FOLDINGSAKSER (HORIZONTALT)
Fold axes (horizontal)

KONSTRUERTE SKIFRIGHETS-LINJER
Constructed schistosity lines

BERGARTSGRENSE
Rock boundary

FORKASTNING ELLER SPREKK
Fault or joint

SKYVEPLAN
Thrust plane

ERTSFØREKOMSTER OG STEINBRUDD Ore deposits and quarries

♀
KOBBERKIS, SVOVELKIS
Chalcopyrite, pyrite

✕
SKIFERBRUDD
Flagstone quarry

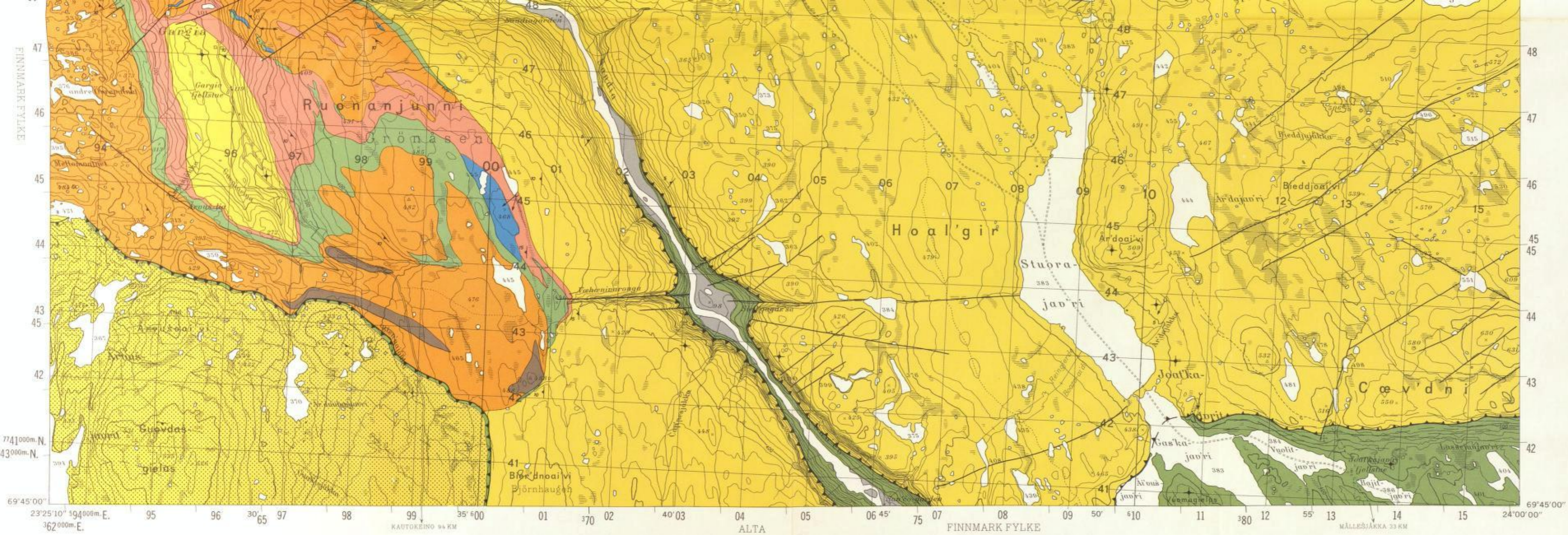
m
MAGNETITT
Magnetite

Geologisk kartlagt av O. Holtedahl (NGU 84, 1918), S. Feyn (NGU 228, 1964), K.B. Zwaan og P. Ryghaug (NGU og NGU Nord-Norge prosjektet 1971 og 1975, rapport nr. 1035/71), A.M. Gautier (Ecole des sciences de la terre, Institut de minéralogie, Genève og Ekem-Spigerverket A/S 1971/1972). Redigert av K.B. Zwaan, NGU i jan. 1976.

Kartgrunnlag : Norges geografiske oppmålings kart etter tillatelse
Reprografi : Norges geologiske undersøkelse
Forlag : Universitetsforlaget
Trykk : Nordenfjelske Lito A/S, Trondheim - 1977

Referanse til dette kartet: ZWAAN, K.B. - 1977
GARGIA, berggrunnsgeologisk kart 1934 IV - M. 1:50.000
Norges geologiske undersøkelse

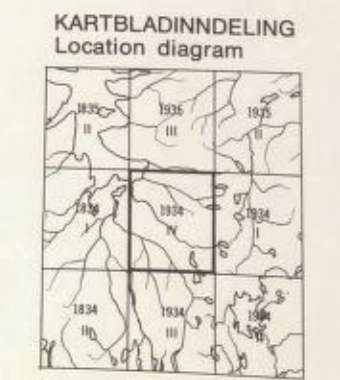
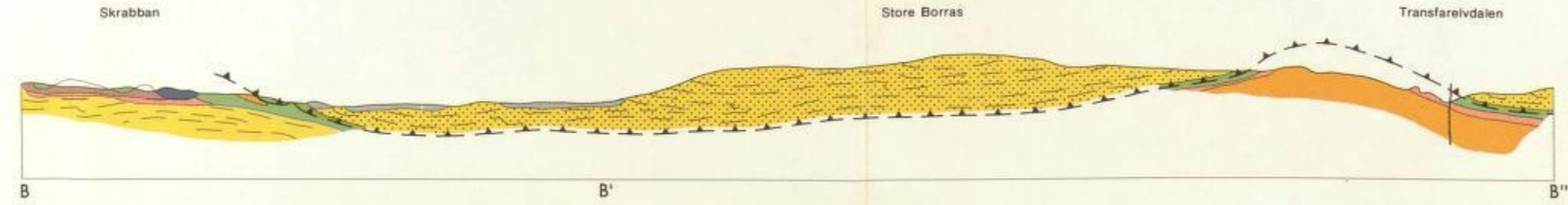
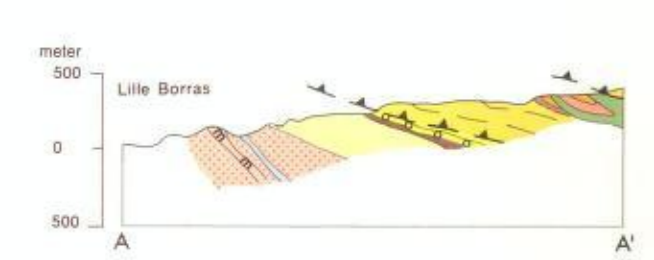
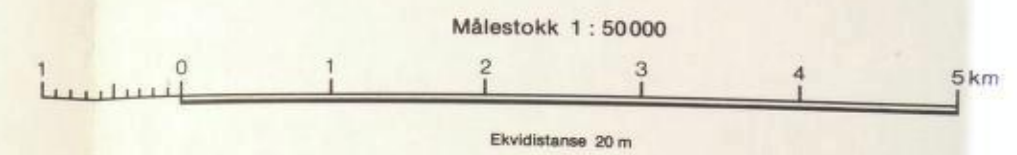
- Næss, G. 1970: Geokjemiske undersøkelser. Altaelv-Lakselv. *Upubl. NGU-rapport 968A/del II*. 5 pp.
- Næss, G. 1971: Geokjemiske undersøkelser, Reisadalen-Altaelv, Troms og Finnmark fylker. *Upubl. NGU-rapport 1035/1B*, 5 pp.
- Næss, G. - Staw, J. 1979: Bekkesedimentundersøkelser i Alta-Kvænangenvinduet på kartbladene Alta, Gargia og Talvik. *Upubl. NGU-rapport nr. 1657*, 12 pp.
- Petterson, A. 1977: Skiferdrift i Alta. *Emnebeftte 2, Høgskolen i Finnmark*, 43 pp.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. 1972: *Sand and sandstone*. 618 pp. Springer Verlag, Berlin.
- Reitan, P. H. 1963: The geology of the Komagfjord tectonic window of the Raipas suite, Finnmark, Norway. *Norges geol. Unders.* 221, 71 pp.
- Reusch, H. 1891: Det nordlige Norges geologi. *Norges geol. Unders.* 4, 204 pp.
- Rittmann, A. 1963: *Les volcans et leur activité* (éd. française par H. Tazieff) 495 p. Masson et Cie.
- Rittmann, A. 1973: Lave a pillow ed ialoclastiti. *Societa Italiana Mineralogia e Petrologia, Milano 1973, Vol. 29/2*, 397-412.
- Roberts, D. 1974: Hammerfest. Beskrivelse til det 1:250 000 bergrunns-geologiske kart. *Norges geol. Unders.* 301, 66 pp.
- Roberts, D. & Fareth, E. 1974: Correlation of autochthonous stratigraphical sequences in the Alta-Repparfjord region, West Finnmark. *Norsk geol. Tidsskr.* 54, 123-129.
- Ryghaug, P. 1979a: Skiferundersøkelser i Finnmark fylke. *Upubl. NGU-rapport 1336/3*. 30 pp + bilag.
- Ryghaug, P. 1979b: Oversikt over skiferressursene i Finnmark fylke. *Upubl. NGU-rapport 1589/3* (under trykning).
- Shrock, R. R. 1948: *Sequence in Layered Rocks*, 507 pp. McGraw Hill, New York.
- Siedlecka, A. & Siedlecki, S. 1971: Late Precambrian sedimentary rocks of the Tanafjord-Varangerfjord region of Varanger Peninsula, Northern Norway. *Norges geol. Unders.* 269 246-294.
- Spry, A. 1969: *Metamorphic textures*, 350 pp. Pergamon Press, Oxford.
- Stache, G.-A. 1970: Die Geologie des Kupferbezirkes Kaafjord in des unteren Raipas-Formation von Nord-Norwegen. *Upubl. diplomarbeit, Technischen Univ. Clausthal-Zellerfeld*. 108 pp.
- Sturt, B. A., Pringle, I. R. & Roberts, D. 1975: Caledonian nappe sequence of Finnmark, northern Norway, and the timing orogenic deformation and metamorphism. *Geol. Soc. Bull. Amer.* 86, 710-718.
- Sturt, B. A., Pringle, I. R. & Ramsay, D. M. 1978: The Finnmarkian phase of the Caledonian Orogeny. *Jl. geol. Soc. Lond.* 135, 597-610.
- Troften, P. F. 1961: Bekkesedimentundersøkelser i Alta. *Upubl. NGU-rapport nr. 320*, 1 p. + bilag.
- Vasshaug, A. 1970: Skiferdrift i Alta. *Upubl. NGU-bergarkiv rapport 6552*, 42 pp.
- Vik, E. W. 1979: Malmundersøkelser i Finnmark. *Upubl. NGU-rapport nr. 1625/10A*, 20 pp.
- Vokes, F. M. 1955: Observations at Raipas mine, Alta, Finnmark. *Norges geol. Unders.* 191, 103-114.
- Vokes, F. M. 1957a: Some copper sulphide paragenesis from the Raipas formation of Northern Norway. *Norges geol. Unders.* 200, 74-111.
- Vokes, F. M. 1957b: On the presence of minerals of the Innaeite series in some copper ores from the Raipas formation of Northern Norway. *Norges geol. Unders.* 200, 112-120.
- Vuagnat, M. 1975: Pillow lava flows: Isolated sacks or connected Tubes? *Bull. Volcanol.* 39-4, 1-9.
- Winkler, H. G. F. 1967: *Die Genese der metamorphen Gesteine*, 2te auflage, 237 pp. Springer-verlag, Berlin.
- Zenzen, N. 1915: Rapport öfver en geologisk undersökning af Altens koppargruvfors område i Kvænangen. Utf. sommaren 1915. *Upubl. NGU-bergarkiv rapport 105*, 46 pp.
- Zwaan, K. B., Cramer, J. & Ryghaug, P. 1975: Prospekteringskartlegging i Kvænangen, Troms fylke. *Upubl. NGU-rapport nr. 1118/1*, 76 pp.
- Zwaan, K. B. & Roberts, D. 1978: Tectonostratigraphic Succession of the Finnmarkian Nappe Sequence, North Norway. *Norges geol. Unders.* 343, 53-71.
- Zwaan, K. B. & Ryghaug, P. 1972: Geologisk kartlegging i Alta, Finnmark fylke. *Upubl. NGU-rapport nr. 1035/11*, 22 pp.

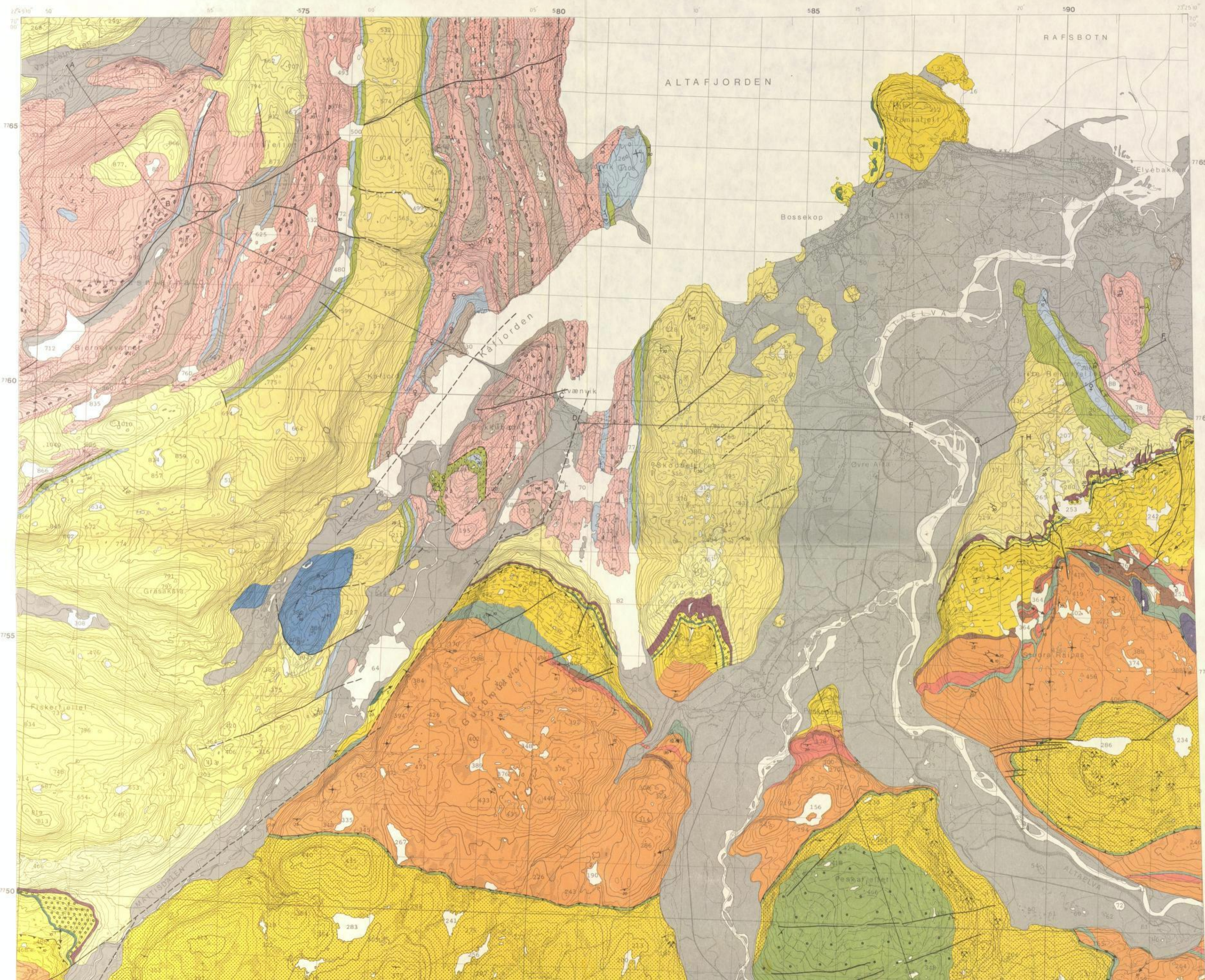


SONEBELT GRID ZONE DESIGNATION	KARTREFERANSE 100 M-RUTE	EKSEMPEL SAMPLE POINT	ØV STILLA	TO GIVE A STANDARD REFERENCE ON THIS SHEET TO NEAREST 100 METERS
34W	100-km rute (jv. fig. II venstre)	FC		Read letters identifying 100,000 meter square in which the point lies
EC FC	Første rutelinje til venstre for punktet. Avstand derfra i tideler av rute	06	7	Locate first VERTICAL grid line to LEFT of point and read LARGE figures labelling the line either in the top or bottom margin, or on the line itself. Estimate tenths from grid line to point
600	Første rutelinje under punktet. Avstand derfra i tideler av rute		49	Locate first HORIZONTAL grid line BELOW point and read LARGE figures labelling the line either in the left or right margin, or on the line itself. Estimate tenths from grid line to point
	RUTETILVISNING	FC067492		SAMPLE REFERENCE
	Det er 18" til neste punkt med lik tilvisning. Referanse til SONEBELT gjør tilvisninga fullstendig	34WFC067492		If reporting beyond 18" in any direction, prefix Grid Zone Designation
	SMÅ sifre gir full koordinat. Bruk bare STORE tal i tilvisninga	7741000		IGNORE the SMALLER figures of any grid number; these are for finding the full coordinates. Use ONLY the LARGER figures of the grid number



- 5 Naiganas-dekket } K.B. Zwaan og P. Ryghaug
- 4 Gargia-dekket } O. Holtedahl
- 3 Dividalgruppen } S. Feyn
- 2 Borrasgruppen og } A.M. Gautier
- 1 Raipasgruppen





TEGNFORKLARING
Legend

- OVERDEKKET (VESENTLIG SAND OG GRUS)
Covered (mainly sand and gravel)

- ALLOKTONE ENHETER**
Allochthonous units
- NALGANAS-DEKKET (7EOKAMBRUM)**
Nalganas Nappe (7Eocambrian)

 - GRANATGLIMMERSKIFER
Garnet-mica schist
 - META-ARKOSE
Meta-arkose
 - GLIMMERSKIFER
Mica schist

- GARGIA-DEKKET**
Gargia-Nappe
- NÅLFJELLGRUPPEN (UKJENT ALDER)**
Nålfjell Group (unknown age)

 - GNEIS
Gneiss
 - ULTRAMAFISKE BERGARTER
Ultramafic rocks
 - KALKGLIMMERSKIFER
Calc-mica schist
 - HORNBLENDESKIFER
Hornblende schist
 - KVARTSKERATOFYR
Quartz keratophyre
 - GNEIS
Gneiss

- KOMSAGRUPPEN (7EOKAMBRUM)**
Komsa Group (7Eocambrian)

 - GLIMMERSKIFER
Mica schist
 - META-ARKOSE
Meta-arkose

- AUTOKTONE ENHETER**
Autochthonous units
- BORRAS-GRUPPEN (7EOKAMBRUM OG YNGRE)**
Borras Group (7Eocambrian and younger)

 - KVARTSITT OG SKIFER
Quartzite and shale
 - BLÅ OG GRØNN SKIFER
Blue and green shale
 - KVARTSITT-KONGLOMERAT
Quartzitic conglomerate
 - TILLITT
Tillite

- BOSSEKOP-GRUPPEN (SEN PREKAMBRUM)**
Bossekop Group (Late Precambrian)

 - KVARTSITT
Quartzite

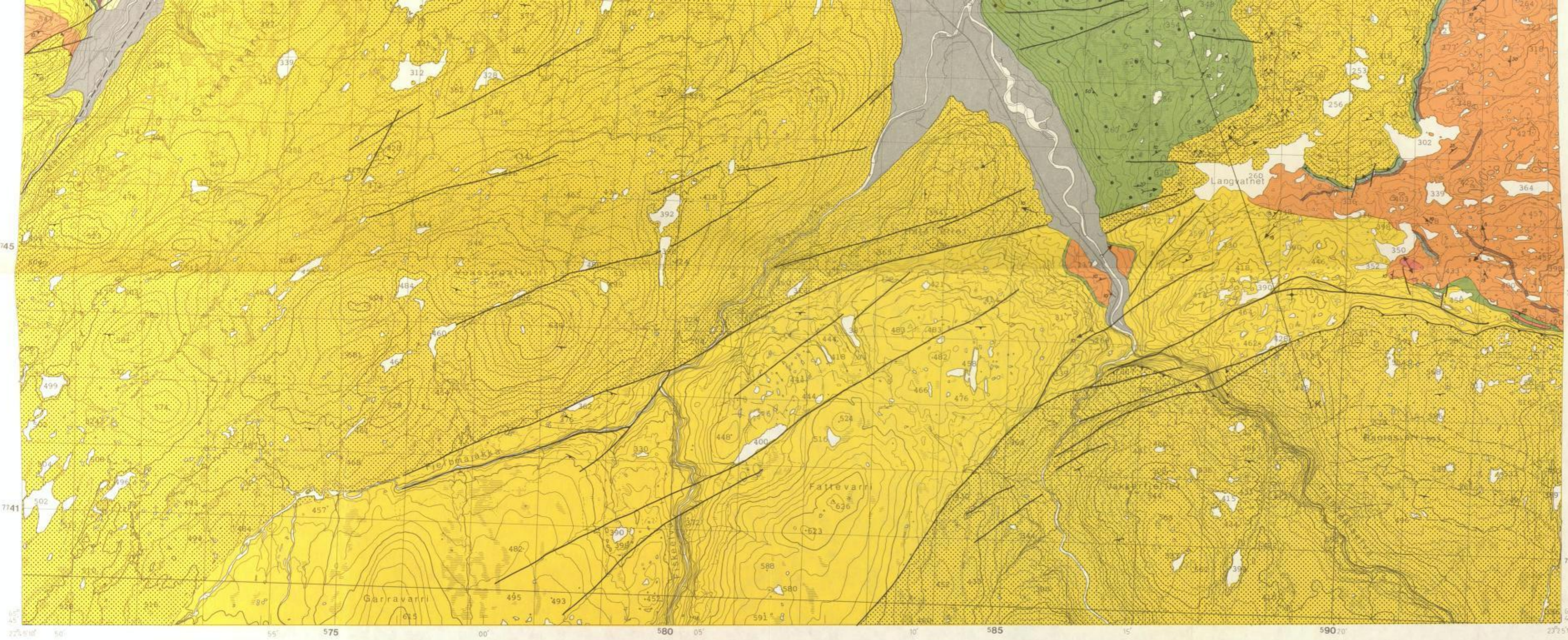
- RAIPAS-GRUPPEN (PREKAMBRUM)**
Raipas Group (Precambrian)

 - DOLOMITT I VEKSLING MED SANDSTEIN
Dolomite interbedded with sandstone
 - SANDSTEIN MED NOEN LEIRSKIFERLAG
Sandstone with some argillaceous layers
 - DOLOMITT OG KALKSTEIN
Dolomite and limestone
 - LEIRSKIFER
Argillite
 - LEIRSKIFER MED DOLOMITTLINSER
Argillite with dolomite lenses
 - BASALTIK TUFF OG TUFFITT
Basaltic tuff and tuffite
 - BASALTIK TUFF OG TUFFITT MED LEIRSKIFERLAG
Basaltic tuff and tuffite with argillaceous layers
 - BASALTIK TUFF OG TUFFITT MED DOLOMITTLINSER
Basaltic tuff and tuffite with dolomite lenses
 - METABASALT
Metabasalt
 - METABASALT MED PUSTESTRUKTUR
Metabasalt with pillow structure
 - METABASALT MED PUSTESTRUKTUR UTEN OPP-NED KRITERIER
Metabasalt with pillow structure, younging unknown
 - METABASALT MED TUFFLAG
Metabasalt with tuff layers
 - METAGABBRO
Metagabbro
 - METAGABBRO MED BASALTISKE TUFFLAG
Metagabbro with basaltic tuff layers

- GEOLOGISKE SYMBOLER**
Geological symbols

 - STRØK OG FALL, LAGDELING (VERTIKALT, HORIZONTALT)
Strike and dip, layering (vertical, horizontal)
 - STRØK OG FALL, SKIFRIGHET (VERTIKALT, HORIZONTALT)
Strike and dip, schistosity (vertical, horizontal)
 - FOLDINGSAKSER (HORIZONTALT)
Fold axes (horizontal)
 - KONSTRUERTE SKIFRIGHETS-LINJER
Constructed schistosity lines

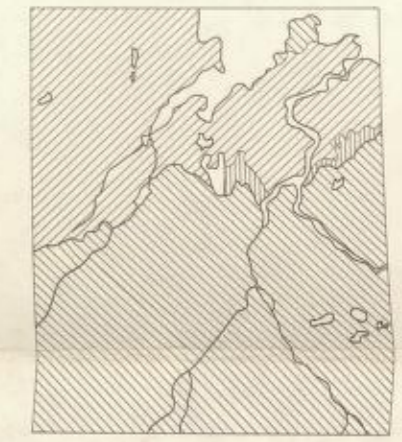
SIKRE DATA Definite	USIKRE DATA/FOTOGEOLOGISKE DATA Assumed /photogeological
 BERGARTSGRENSE Rock boundary	
 FORKASTNING ELLER SPREKK Fault or joint	
 SKYVEPLAN Thrust plane	
 KOBBERKIS, SVOVELKIS Chalcopyrite, pyrite	
 SKIFERBRUDD Flagstone quarry	
 MAGNETITTFØRENDE Magnetite-bearing	



MAGNETITTFØRENDE
Magnetite-bearing

Errata: Gult felt i profil J-K ved Peskenasen skal ikke ha sorte prikker
Yellow area in section J-K at Peskenasen should not have black dots

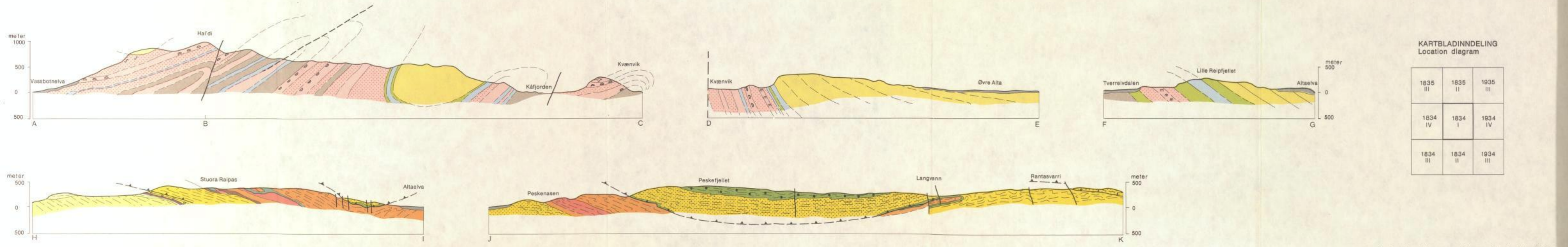
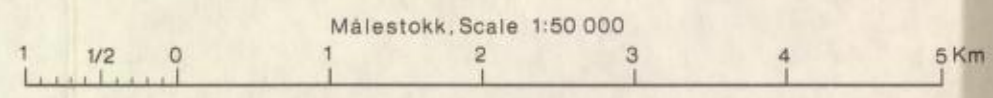
Geologisk kartlagt av S. Feyn (NGU pub nr.228 1964), A. M. Gautier (Ecole des sciences de la terre, Institut de minéralogie Genève og Ekem-Spijerværket A/S 1971/72) og NGU (Nord-Norge prosjektet 1971/72).
Redigert av K. B. Zwaan, NGU i 1972.



- A. M. Gautier
- S. Feyn
- K. B. Zwaan
P. Ryghaug

BRUK AV UTM RUTENETT FOR REFERANSEPUNKTER
Instruction in using UTM grid for reference points

RUTETILVISNING (KARTREFERENSE), HVERMESTE 100 m.		SONEDOMRADE GRID ZONE DESIGNATION: 34W RUTE 100 KM RUTE 100,000 M. SQUARE IDENTIFICATION		TO GIVE A STANDARD REFERENCE ON THIS SHEET TO NEAREST 100 METERS	
Eksempel: ○ ROSTEN		100 KM RUTE		SAMPLE POINT: ○ ROSTEN	
km aust	83,2	100,000 M. SQUARE IDENTIFICATION	EC	1. Locate first VERTICAL grid line to LEFT of point and read LARGE figures labeling the line either in the top or bottom margin, or on the line itself: Estimate tenths from grid line to point:	
km syd	34,5			83 2	
○ ROSTEN	832545			2. Locate first HORIZONTAL grid line BELOW point and read LARGE figures labeling the line either in the left or right margin, or on the line itself: Estimate tenths from grid line to point:	
Merk at komma slettes og at 100 km tallene må tallene 5 aust og 77 nord-ØRKE skal tas med.				SAMPLE REFERENCE:	
Værdier over 100 km eller hvis mere enn ett rutenett er merket på kartet, skal også 100 km ruten angis:				832545	
○ ROSTEN	EC832545			If reporting beyond 100,000 meters or if sheet bears an overlapping grid, prefix 100,000 Meter Square Identification, as:	
Værdier over 9° nord, syd eller 18° aust, vest, skal også sonesområde angis:				EC832545	
○ ROSTEN	34WEC832545			If reporting beyond 9°N-S or 18°E-W, prefix Grid Zone Designation, as:	
				7740000	
○ ROSTEN	34WEC832545			34WEC832545	



KARTBLADINDELING
Location diagram

1835 III	1835 II	1935 III
1834 IV	1834 I	1934 IV
1834 III	1834 II	1934 III

Forlag : Universitetsforlaget
TRYK : Universitetsforlaget

ogi
ii

TEGNFORKLARING
Legend

KVARTÆRE AVSETNINGER
Quaternary deposits

MORENE, SAND, GRUS, LEIR osv.
Moraine, sand, gravel, clay etc.

L

Norges geologiske undersøkelse
nr. 357

ex 1

[2 kart i komme]

RANA BIBLIOTEK