

55(481)

N/299

NGU

STATENS TEKNOLOGISKE INSTITUTT
BIBLIOTHEK



Norges geologiske
undersøkelse

Nr. 299

Skrifter 9

Hans Ramberg:

Beskrivelse til berggrunnsgeologisk kart
over strøket Agdenes–Hemnefjord,
Sør-Trøndelag

Universitetsforlaget 1973

Trondheim · Oslo · Bergen · Tromsø

S.T.I.



NGU
Norges geologiske
undersøkelse

Geological Survey of Norway

Norges geologiske undersøkelse, Leiv Eirikssons vei 39, Trondheim. Telefon (075) 20166.
Postadresse: Postboks 3006, 7001 Trondheim.

Administrerende direktør: *Karl Ingvaldsen*

Geologisk avdeling: Direktør dr. philos. *Peter Padget*

Geofysisk avdeling: Direktør *Inge Aalstad*

Kjemisk avdeling: Direktør *Aslak Kvalheim*

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 emner av spesialisert eller allmen interesse. *Skrifter* utgis på norsk, med resymé på engelsk (Abstract).

REDAKTØR

Knut Åm, Norges geologiske undersøkelse, Postboks 3006, 7001 Trondheim

UTGIVER

Universitetsforlaget, Postboks 307, Blindern, Oslo 3

Beskrivelse til berggrunnsgeologisk kart over strøket Agdenes- Hemnefjord, Sør-Trøndelag

HANS RAMBERG

Ramberg, H. 1974: Description to the geological map of the Agdenes-Hemnefjord area, Sør-Trøndelag. *Norges geol. Unders.* 299, 1-11.

The area consists of regional metamorphic gneisses and crystalline schists. Some of the rocks are of Cambrian-Ordovician age, others of Precambrian age. Examples on the former are flagstones (metamorphosed «sparagmite») and large masses of amphibolite (probably corresponding to the Ordovician Storen greenstone). Many of the gneisses which occur as core fillings in antiforms are believed to be of Precambrian age, probably representing the mobilized basement to the Caledonian geosynclinal column of sediments and lavas. The latter are chiefly found in more or less tightly squeezed synforms between the antiforms.

All rocks, except the Devonian sediments along the NV edge of the map, are deformed and regionally metamorphosed in Caledonian time. It is therefore difficult to distinguish between basement and cover, particularly since the latter contains arkose (sparagmite) which in regional metamorphic version becomes mineralogically identical with some basement gneisses.

The structure is characterized by gently plunging fold axes toward ENE and a strong stretching along the fold axes. Structures are found which indicate that the seemingly simple folding is quite complex, involving tight recumbent folds which are folded in more gentle syn- and antiforms.

H. Ramberg, *Geologiska Institutionen, Uppsala Universitetet, P. O. Box 555, S-75122 Uppsala, Sweden, and Department of Geology and Geography, University of Connecticut, Storrs, Conn. 06268, USA*

Innledning

Det geologiske kart representerer en fortsettelse av forfatterens tidligere studier av bergartenes spesielle petrografi og tektonikk langs Trondheimsfjordens munning (Ramberg 1944). Feltarbeidet ble foretatt i årene 1941—1944 og 1955—1965 med flere avbrudd.

Det kartlagde område dekkes i det vesentlige av rektangelkartet C 46 Terningen, med mindre deler av de tilstøtende kartblad i øst, nord og syd; henholdsvis kartbladene Trondheim, Ørland og Rindal. I vest følger det geologiske kartet grensen for kartblad Terningen. I det nye kartverk, gradteigskart 1 : 50 000 (serie M 711), faller det kartlagte område innen bladene 1522 II og III, 1521 I og IV, 1421 I, samt 1422 II.

Geologisk sett dekker området en del av det Kjerulf (1882) kalte Veststranden. Dette er et område av gneisbergarter og krystallinske skifre som ligger på nordvestsiden av kambro-silurbergartene i det sentrale Trondheimsfelt, og strekker seg fra Moldetrakten i sydvest til Namsostrakten i nordøst. I kartets sydøst-hjørne opptrer endel av Trondheimsfeltets grønnsteiner og glimmerskifre av kambrisk og tidlig ordovicisk alder. Det store felt med kvartsittiske bergarter mellom Gangåsvatn og Våvatn antas å være av eokambrisk alder,

55(481)

N/299

15389

mens aldersforholdene for mange andre kvartsitt- og glimmerskifer-soner kan være mer tvilsomme. Det store amfibolitt-felt som går sydvestover fra kysten mellom Lensvik og Stjordalsøra er dog sannsynligvis ordovicisk idet det kan følges kontinuerlig mot NØ over i Trondheimsfeltets grønnsteiner (Støren-gruppen); en kambro-ordovicisk alder har også vært antatt for glimmerskifer og amfibolitt som opptrer mellom Tangvik og Sørlotheset ved Trondheimsfjorden. Mange av gneisbergartene er antagelig av prekambrisk alder, men alltid mer eller mindre metamorfosert og deformert i kaledonsk tid.

Tidligere undersøkelser

Kartbladets område, og Vestranden generelt, er bare overfladisk behandlet i eldre litteratur. Th. Kjerulf innførte betegnelsen 'Vestranden' for over 100 år siden, og berørte feltets geologi med spredte bemerkninger. I sine beskrivelser av Hitras og Frøyas geologi, kommer Schetelig (1913) og Reusch (1914) så vidt inn på Vestrandens geologi. Synspunkter på Vestranden uttrykkes også av Carstens (1920, 1928) i hans avhandlinger om Trondheimsfeltet. Den eldre litteratur er referert i forfatterens arbeid over Vestrandens regionalmetamorfe bergarter (Ramberg 1944). Ramberg (1944) gir en geologisk kartskisse med petrografiske detaljer fra begge sider av Trondheimsfjordens utløp, med fortsettelse mot nordøst inn til Verran, og med en nærmere omtale av feltet ved Nesvatn, vest for Hemnefjorden. Nevnte arbeid er utpreget petrografisk og behandler spesielt de petrografiske og geologiske forhold på begge sider av Trondheimsfjordens utløp.

Etter 1945 er det meget få spesialarbeider fra kartområdet. Devon-avsetningene på Stor-Fosen ved kartbladets nordgrense er beskrevet av Richter (1949, 1958). Peacey (1963) har publisert geologiske og tektoniske kartskisser for området Orkdalsfjord-Våvatn-Søvatn-Gangåsvatn. Peacey's geologiske kart, spesielt mellom Våvatn og Gangåsvatn, avviker litt fra det her fremlagte; det får stå til fremtidige spesialundersøkelser å finne ut hvilket av de to kart som gir det mest korrekte bilde. Det dreier seg her om vanskelig kartleggbare og utskillbare bergartssoner. Siedlecka og Siedlecki (1972) omtaler grenseforholdene mellom devon-avsetningene på Hitra og bergartene på oyene i Trondheimsleia.

Landskapets morfologi

Landskapet innen kartområdet er ganske kupert, med nakne kollete fjell, mange steder mellom 500 og 600 m høye, og med ett fjell godt over 800 m. (Omnsfjellet 847 m, ca. 8 km vest for Gangåsvatnet). Særlig mot nordvest er landskapet nakent. Et spesielt trekk ved landskapet i disse strøk er de markerte oppsprekninger. For det første har vi de skarpe langsgående daler som følger kystens hovedretning og bergartenes strøketretning i VSV — ØNØ. Tvers på denne retning opptrer kortere bruddlinjer, tildels bare mellom de enkelte markerte dalfører. Bruddlinjene ble nevnt av Kjerulf (1882), og et

kart over alle slike sprekker er for en del av kartområdet publisert av Peacey (1963). Mange geologer har antatt at de skarpe dalfører representerer forkastninger, og Peacey's kart viser at endel av de skarpe søkk er forkastninger med horisontal bevegelseskomponent. Den ytre del av Trondheimsfjorden følger en av de NNV — SSO gående tverrsprekker. Forløpet av bergartene på begge sider av fjorden viser at en eventuell horisontalforkastning har vært ubetydelig. Det samme gjelder Værrafjorden, Imsterfjorden, Valslagvågen, Bustlisundet og Bjørkøyfjorden. Etter undersøkelser i Beitsstadfjordområdet har Oftedahl (1972) påvist at Verran-forkastningen er yngre enn mellomjura. Denne forkastningen løper ut Skaudalen, gjennom Rissa, og fortsetter muligens over Trondheimsfjorden og gjennom det sentrale kartområdet. En rekke av de andre skarpe dalsøkk kan være slike unge forkastninger.

Bergarter

På det geologiske kart er det utskilt 17 forskjellige bergartstyper; større områder av kvartære avsetninger (sand, leir, morene) er også avmerket. Nedenfor følger en liste over bergartene, med engelske betegnelser (som på kartet) og med norsk oversettelse.

Devonian sediments	Devonsk sandstein og konglomerat
Low metamorphic green schist, Trondheim area	Lavmetamorfe grønnskifre i Trondheimsfeltet
Schist rich in muscovite	Muskovitrik skifer
Biotite schist, often with garnet and/or hornblende, pegmatite veins common	Biotittskifer, ofte med granat og/eller hornblende, pegmatittårer alminnelige
Marble and/or skarn	Marmor og/eller skarn
Quartzitic-arkosic schist in the south, gneissic flagstone toward the north	Kvartsittisk til arkosisk skifer i syd, gneissaktig helleskifer i nord
Gneiss especially rich in muscovite	Gneis særlig rik på muskovitt
Hornblende-rich gneiss, probably sedimentogeneous	Hornblenderik gneis, sannsynligvis av sedimentær opprinnelse
Amphibolite, sedimentogeneous as well as magmatogeneous	Amfibolitt av både sedimentær og eruptiv opprinnelse
Mylonite (Rostøy and Hemnskjel)	Mylonitt (Rostøy og Hemnskjel)

Undifferentiated gneiss	Udifferensiert gneis (spesielle soner ikke utskilt)
Hornblende-bearing granitic gneiss	Hornblendeførende granittisk gneis
Rather homogeneous granitic gneiss	Forholdsvis homogen granittisk gneis
Coarse-grained gneiss, Agdenes type	Grovkornet gneis, Agdenes-typen
Dioritic gneiss, rather homogeneous	Gneis av diorittisk sammensetning, forholdsvis homogen
Meta-diorite and dolerite	Omdannet diabas og doleritt
Porphyroblastic structure	Porfyroblastisk struktur (bergarter hvori krystaller (særlig feltspat) har vokset til cm-størrelse under metamorfosen)
Alluvium	Kvartære avsetninger (morene, grus, sand, leir)

På kartet er videre følgende symboler brukt for geologiske strukturer:

Horizontal schistosity	Skifrihet med horisontal lagstilling
Inclined schistosity	Skifrihet med hellende lag
Elongation of mineral grains	Lang-akse av mineralkorn
Plunging anticline	Stupningsretning for antyklinal
Plunging syncline	Stupningsretning for synklinal
Horizontal anticlinal axis	Horisontalt-liggende antyklinalakse
Horizontal synclinal axis	Horisontalt-liggende synklinalakse
Fold axis	Foldningsakse
Fault	Forkastning
Uncertain boundary	Usikker geologisk grense

Siden den geologiske kartlegging har vært gjort ut fra petrografiske prinsipper, er tegnforklaringen ikke oppsatt med henblikk på den stratigrafiske rekkefølge for bergartenes dannelse. Det er for tiden vanskelig å si sikkert om mange av bergartene er dannet i jordens urtid. (Prekambrium) eller første del av jordens oldtid (Kambrium, Ordovicium, eventuelt også Silur).

Alle bergarter innen kartområdet er regionalmetamorfe. Både de prekambriske gneiser, som kan ha hatt en tidligere prekambrisk metamorfose, og de

kambriske og ordoviciske bergarter har fått sin nåværende metamorfe drakt ved den kaledonske metamorfose som foregikk i annen halvdel av silurtiden.

Stort sett kan man skille mellom følgende hovedgrupper av bergarter:

1. Granittiske og granodiorittiske gneiser av ubestemt opprinnelse. Noen av dem er muligens omkrystalliserte kambro-ordoviciske suprakrustalbergarter, som f.eks. gråvakke eller arkose, andre kan være omkrystalliserte prekambriske bergarter.

2. Sedimentogene hellegneiser og muskovittgneiser. Det er nesten kontinuerlig overgang i felt mellom grove hellegneiser rike på pegmatittslirer i den høymetamorfe kystsonen ytterst i Trondheimsfjorden og den sikre sparagmitt i grensestrøket mot Trondheimsfeltets skifre ved Gangåsvatn. Hellegneisen betraktes derfor som en metamorf sparagmittbergart som kanskje er metasomatisk omdannet.

3. Marmor, glimmerskifre og skarn-bergarter. Marmor og glimmerskifre antas å være regionalmetamorf kalkstein og leirskifer, mens skarn er en metamorf reaksjonsbergart i urene kalksteiner. Her reagerer kalken med silikatminerale, slik at det blir dannet nye kalsiumrike silikater, som epidot, diopsid, hornblende etc.

4. Amfibolitter. Noen amfibolittsoner er klart av eruptiv opprinnelse, idet de representerer omkrystalliserte diabasganger av gjennomsettende natur. Helt sikre eksempler på dette finnes på Geitastrand, fra Geitneset sydover langs kysten, videre i sjøkanten like NV for Agdenes fyr, på Fugløy i Hemnefjorden og på Ø-siden av Bjørkøyfjorden.

Endel av metadiabasene skjærer gjennom sparagmittbergartene og er således av kambrisk eller yngre alder. De mektige felt av amfibolitt kan tenkes å være nedfoldete og høymetamorfe deler av horisonten med Støren-grønnstein. Dette gjelder spesielt det store felt som går sydvestover fra kysten mellom Lensvik og Stordalsøra, og som danner fortsettelsen fra nordøst av grønnsteinen som forekommer sammen med kalk, og som alltid har vært antatt å være av ordovicisk alder.

5. Pegmatittganger er temmelig utbredt innen det kartlagte område. Nettopp fordi de er så alminnelige, og at de enkelte ganger har tykkelse i m-skala og ikke er særlig langt utholdende, lar det seg ikke gjøre å kartlegge dem, eller å markere rikdom på pegmatittganger med spesielt tegn på kartet. I glimmerskifrene er pegmatittgangene plateformede parallelt med bergartens skifrihet og båndstruktur. Ofte viser de da også flyte-fenomener («Pinch-and-swell»-struktur), idet pegmatittgangen åpenbart har flytt plastisk i den omgivende bergart, slik at en opprinnelig planparallell plate er blitt tynnet ut eller nesten avsnørt enkelte steder, og fortykket til en linse andre steder. Nesten alltid viser pegmatittene plastisk deformasjon. De er derfor åpenbart utviklet under eller før regionalmetamorfosen og deformert under denne. I gneisene er små pegmatittårer meget alminnelige. Disse årer har også retning parallelt gneisstrukturen, og form som tynne linser eller linjaler. Små gjennomsettende pegmatittårer tvers på skifriheten i hellegneis og glimmerskifer

er ikke sjelden intenst småfoldet (ptygmatiske folder), noe som taler for folder betydelig sammenpressing av bergartene normalt på skiffriheten. Til slutt nevnes at foruten «pinch-and-swell»-struktur har pegmatittgangene også blitt brutt opp i enkeltbiter som har blitt mer eller mindre separert hvorved skiffrene har flytt inn i mellomrommet (boudinage-struktur).

Pegmatittgangenes hovedmineraler er først og fremst feltspat, dernest kvarts og biotitt. Små pegmatittganger i hornblendeholdige gneiser fører særlig meget hornblende.

6. Omkrystalliserte diabas- og dolerittganger. Disse bergarter har bevart så meget av sin primære krystallisasjonsstruktur at man kan se at det dreier seg om gangformige eruptivbergarter. Stedvis er de gjennomsettende på skrå av skiffriheten. De største finnes i Agdenes-gneisen og i den røde gneisgranitt i strøket Imsterfjord — Hemnefjord. Gjennomsettende, men deformerte diabas-er også funnet i helleskifer og hellegneis flere steder, bl.a. i helleskiferen rundt gneisgranitten ved Rødberg. Det kan være av interesse å minne om at den øverste tektoniske enhet av sparagmitt-bergarter i Tynest-strøket og tilstøtende deler av Jämtland også inneholder gjennomsettende og vertikale diabasganger i stort antall (Holmsen & Holmsen 1952, Strömberg 1955). Dertil antas at de konforme amfibolittlag i hellegneis også representerer metamorfoserte diabas-lagganger. De gjennomsettende diabasganger har ofte vært gjenstand for intens foldning (ptygmatiske folder) under forgneisningen av bergartene. Gode eksempler på dette er sett i sjøkanten like vest for Agdenes fyr, ved Snigeldal i Bjørkøyfjord og i helleskiferen nordvest for Rødberg fyrlykt.

7. Devonske bergarter. Devonavsetningene på Stor-Fosen, øyene ved kartbladets nordgrense, er kort beskrevet av Richter (1949). Bergarten er helt overveiende konglomerat. Bollene i konglomeratet er fra nevestore og oppover, og enkelte boller når opp i 0,5 diameter. Bollene består overveiende av granitter, dernest mye kvartsitt, rødlig sandstein og røde finkornete bergarter. Rødlige gneisgranitter er ikke sjeldne. Konglomeratlagene kan være nesten massive, men har oftest en svakt skiktning og benkning som viser at konglomerat-avsetningene danner en synklinal over øyene. De sydlige øyer innen kartbladet har altså konglomeratbenker som faller mot nordvest. Særlig Fosenhei er av Richter (1949) fremhevet som et fint eksempel på tettpakkete konglomerater. Avsetningenes mektighet på Stor-Fosen og de andre øyer innen kartbladet anslås til 700 m. Plantefossiler viser at avsetningene stammer fra mellom-devon. Etter denne tid har devonfeltet blitt forkastet langs en omtrentlig nord-syd løpende forkastning like østenfor øygruppen. Innsynkingen på vestsiden av denne forkastning dreier seg ifølge Richter om 1500–2000 m. Devonavsetningene tolkes som hurtig sammenskyttet forvitningsmateriale ved foten av en kaledonsk fjellkjede. «Taksteinstruktur» i tegl med litt flate boller viser at konglomeratavsetningen skjedd fra syd. Øygruppenes konglomerater må således være avsatt i en forsenkning mellom parallell-løpende kaledonske fjellkjeder, idet vi sikkert også hadde en fjellkjede i NV.

Stratigrafi og tektonikk

Vestranden karakteriseres generelt av isoklinalt sammenfoldete høymetamorfe bergarter, hvis steiltstående akseplan stryker monotont i retningen VSV – ØNØ. Foldeaksene stuper vanligvis svakt enten mot ØNØ eller mot VSV; innen det kartlagte område stuper aksene nesten overalt mot ØNØ med litt varierende vinkel. Mineral-lineasjon og strekning er sterkt fremtredende, og spesielt markert er parallell-orientering av hornblendenåler i retningen for boudinage-strukturer. Disse linjestrukturer faller sammen med foldeaksene. Strekningen parallelt foldeaksen resulterer i tensjonssprekker loddrett denne. Ved erosjonen får derved området en særpreget morfologi, med steilsidete tverrdaler som skjærer tvers på de åpne, slakke lengdedaler langs strøkretningen. Slike tverrdaler gjør det mulig å studere profiler med opptil 600 m. nivåforskjell mellom topp og bunn.

Enkelte steder innen det kartlagte område avbrytes den monotone isoklinale foldestruktur av mer åpne folder. Eksempler på dette er gneis-antiformen nord for Snillfjord og den amfibolitt-fylte synform nord for Lensvik. I begge disse tilfeller faller akseplanet mot ØNØ.

Den tektoniske stil innen det kartlagte område og tilstøtende områder i strøkets fortsettelse mot sydvest og nordøst er tilsynelatende meget enkel, karakterisert ved foldning av lagdelte skifre og gneis som en akse med moderat fall mot ØNØ. Det er imidlertid ting som tyder på at de faktiske forhold er betydelig mer kompliserte. Mange steder finner man at de forskjellige gneiser, amfibolitter og krystalline skifre er veksellagret på en vis som kunne tyde på at den struktur man nå iaktar, skriver seg fra en foldning av ennå eldre, store liggende folder. Som eksempel nevnes de antiformene ved Imsterfjord og Bustlisundet, hvor flere forskjellige bergarter finnes veksellagret symmetrisk om en foldet flate som kunne tolkes som akseplanet i tidligere store liggende folder. Disse bergarter er en karakteristisk rød mikroklinit gneis, en typisk hellegneis som tolkes som metamorf sparagmitt, og dessuten amfibolitt og den vanlige lysegrå gneis. Selve ombøyningen i slike hypotetiske liggende folder er imidlertid ikke iaktatt, så det er ikke bevist at bergarter av tilsynelatende identisk karakter på begge sider av et slikt mulig symmetriplan faktisk tilhører samme lag. I mange folder er heller ikke symmetrien fullstendig. Lag som finnes på den ene siden av det foldete symmetriplan mangler ofte på den annen side. Dette er dog ikke annet enn hva man kan vente i sterkt deformerte og forgneisede områder, hvor tektonisk avslitning eller fortykkelse lett kan forandre lagene i strøkretningen, i forbindelse med bergartenes metamorfose og metasomatose. Innen det kartlagte område er det mange eksempler på dette. Sikre bevis på at store liggende folder igjen er foldet får man ikke for det lykkes å finne selve ombøyningen i felt. Dette er funnet av forfatteren et annet sted i Vestranden, nemlig i Bølefjord, mellom Trondheimsfjorden og Namsfjorden. Her opptrer store folder i veksellagte gneiser og krystalline skifre av samme type som f.eks. i Bustlisundet, og med bølgelengde på flere kilometer. Innerst i Bølefjord ved Bøleseter forekom-

mer en stor gneis-antiform med svevende akse i ØNØ — VSV retning. Der lagene i den nordlige flanken av denne antiform går ned i fjorden kan man iaktta en skarp ombøyning i lagene og derved direkte verifisere at visse identisk utseende lag i antiformen i realiteten er samme lag. Antiformen representerer således en stor liggende isoklinalfold som er tippet over mot NNV; denne lappakke er deretter foldet i temmelig åpne strukturer.

Strukturen i Bolefjord forsterker mistanken om at mange av strukturene ellers i Vestranden er av samme type, men sjansen for å observere selve ombøyningen er liten på grunn av erosjon eller overdekning. Det er også mulig at ombøyningen ligger under sjønivået i tverrfjordene, eller under det nåværende erosjonsnivå. Ombøyningen kan også være presset ut til det u-gjenkjennelige.

Når det gjelder foldene i Bustlisundet, må strukturen i Klubbafjell ved utløpet av Åstfjorden nærmere omtales. Mellom Klubbafjell og Bustlisundet går det en synform med akse som faller 5—10 grader mot ØNØ. Underst i synformen ligger hornblendeholdig granodiorittisk gneis, og over denne følger en rød, meget karakteristisk mikroklinrik gneiss med magnetitt. Derpå følger amfibolitt, som tolkes som metadiabas på grunn av sin temmelig homogene karakter. Derover ligger først glimmerskifer og så atter gneis. Det fremgår av kartet at strukturen fortsetter østover, over Bustlisundet. Dersom den svarte farge for bergarten «meta-diabas og doleritt» utskiftes med den brune farge for amfibolitt, og videre den grønne farge for biotittskifer med den gule for hellegneis, får vi direkte og bergartmessig sammenheng. Det synes rimelig at amfibolittene på begge sider av Bustlisundet er samme lag, men at de av en eller annen grunn virker mer massive og homogene i Klubbafjell, og at de derfor har blitt kartlagt med en annen betegnelse enn østenfor. Det er jo ellers generelt tilfelle i kartområdet at det er vanskelig å skille mellom amfibolitter av forskjellig opprinnelse. Hva angår glimmerskiferen i Klubbafjell-synformen kontra hellegneisen østenfor Bustlisundet, er det heller ikke urimelig at disse to bergarter representerer samme horisont. Hellegneis eller metamorf sparagmitt opptrer nemlig intimt knyttet til glimmerskifer av både den bioittrike og muskovittrike type. Eksempler på gradvis overgang mellom hellegneis og biotittskifer finnes øst for Slørdalsvatn og syd for Åstfjorden. Synformen i Klubbafjell kan således meget vel representere ombøyningen i en stor liggende fold som har sin vergens mot syd, og hvis lag beskriver minst tre antiformer og to synformer mot nord, spesielt synlig i området mellom Lianes i Bustlisundet og Valslagvågen. Kjernen i denne liggende fold består av hellegneis som går over til glimmerskifer mot Klubbafjell. Over kjernen kommer amfibolitt, rød granittisk gneis, hornblendeførende gneis og så et nytt lag av rød granittisk gneis. Denne foldestrukturen gjenfinnes på begge sider av Imsterfjorden. Selv om selve foldestrukturen ikke kan følges lenger mot ØNØ enn til Terningvatn, kan lagene i de steile flankene følges helt til Trondheimsfjorden og over denne ved Hasselvik.

Nest etter de ovenfor omtalte folder er det den kraftige strekning parallelt foldningsaksene som er det mest iøynefallende tektoniske fenomen både innen

det kartlagte område og innen Vestranden generelt. Den karakteristiske morfologiske sjakkbrettstrukturen som strekningen forårsaker er allerede nevnt. Andre strukturer som henger sammen med strekningen er boudinage og fortykninger og fortykninger av visse lag, såkalt «pinch-and-swell»-struktur. Disse strukturer er særlig vanlige i amfibolittlag i gneis eller glimmerskifer. Konforme pegmatittganger i gneis og skifer er også ofte uttrukket med fortykning og fortykning. I amfibolittene er ofte hornblendeneleene meget sterkt parallellorientert etter foldningsaksen, og små pegmatittårer, som flere av gneisene inneholder i rikelig mengde, er ofte linjalformete og orientert parallelt foldningsaksen.

I forbindelse med strekningen etter foldningsaksen forekommer ofte tverrgående spalter av en type som må omtales nærmere. Disse spalter er diagonalspalter som er symmetrisk anordnet om strekningsretningen, med hvilken de danner en vinkel som vanligvis er noe mindre enn 45° . Det interessante er at de også står loddrett på skifrihetsplanet som oftest faller sammen med lagningen. Disse diagonalspalter forekommer i de kompetente lag i vekselagrede gneiser og krystalline skifre hvor de forskjellige lag har forskjellig kompetanse. Siden skifrihetsplanet i disse plastisk deformerte og høymetamorfe bergarter faller sammen mer det hovedsnitt i strainellipsoiden som inneholder den lengste og mellomste hovedakse, så kan de her omtalte diagonalspalter hverken falle sammen med maksimal skjærstress eller maksimal skjærstrain. Maksimalt skjærstress opptrer jo i plan som halverer vinkelen mellom ellipsoidens lengste og korteste akse, og ligger således i to plan som danner 45° med skifrihetsplanet i bergarten. Maksimalt skjærstrain ligger i plan som danner noe mindre vinkel med skifrihetsplanet. Man kan derfor slutte at diagonalspaltene som står loddrett på skifrihetsplanet, er i det vesentlige tensjonsspalter hvis orientering dels er kontrollert av skjærstresset i to plan, som halverer vinkelen mellom ellipsoidens største og mellomste akse. Det mindre skjærstress som en her har i forhold til det maksimale, er tilstrekkelig for å fremkalle brudd da den indre friksjon også er mindre enn langs planene for maksimalt skjærstress.

Som kjent er skifriheten (i betydning parallellorientering av lengdeaksen av mineralkorn i et plan) i høymetamorfe gneiser og krystalline skifre vanligvis parallell med lagdelingen, selv om denne er foldet. Dette betyr at akseplanskifrihet som er så utbredt blant lavmetamorfe skifre, sjelden ses i høymetamorfe bergarter av den type som det her er tale om. Dog finnes det her unntagelse fra regelen om at lagdeling og skifrihet er parallele.

Hellegneisen fremviser ofte intenst småfoldet struktur, noe som sannsynligvis henger sammen med vekslingen mellom glimmerrike og kvartsfeltspatrike lag i denne bergart. I slike småfoldete partier i hellegneisen er det ofte utviklet en tydelig akseplanskifrihet som sees ved parallellorientering av glimmerflakene. Fenomenet iakttas f.eks. i veiskjæringen ved Hambåraneset i Trondheimsfjorden nær Agdenes. Videre må nevnes at liknende småfoldning med akseplanskifrihet er utviklet i biotittrike og kvartsfeltspatrike lag i den ellers homogene og kalirike gneisgranitt mellom Mistfjorden og fjorden ut for

Hellandsjø. Det er fristende å anta at denne røde kalirike gneisgranitt, som forøvrig er en type som er meget utbredt i Vestranden, enten er granittisert sediment eller kanskje rekrystallisert, kalirik arkose.

Malmer og mineralforekomster

Det må nok fastslås at sammenliknet med andre like store områder i vårt land, er det kartlagte område usedvanlig fattig på malmer og mineralforekomster. I den publiserte oversikt av Foslie (1925) er det innen kartområdet bare avmerket 6 skjerp. Av disse er det ett som muligens ligger i prekambriske bergarter, mens de andre 5 ligger i hva som høyst sannsynlig er kambro-ordoviciske bergarter.

I Orkanger har vi i Gula-skifrene for det første Gjølme skjerp på kobberkis og magnetkis. Like øst for Orkdalsøra har vi Rømme skjerp, også kalt Lisbeth skjerp, likeledes også kobberkis og magnetkis. I grønnsteinen Lensvik-Stordalsøra er det nær sistnevnte sted og nær kysten et skjerp ved navn Selnes gruve på kobberkis. På østsiden av Trondheimsleia har vi nær kartgrensen og sannsynligvis beliggende i Gula-skifre 2 svovelkisskjerp med navn Fissum (eller Ås) skjerp og Melkåen skjerp. Om ingen av disse skjerpede forekomster vet man mer enn at de synes å være ubetydelige og uten mulighet for praktisk utnyttelse.

Til slutt nevnes «Ofstad» skjerp på kobberkis. Det er sannsynligvis beliggende i nærheten av Åstan ved Geitastrand. Her går det en mengde forskjellige bergartssoner, og det er ikke kjent nøyaktig i hvilken av disse smale bergartssoner skjerpeligger.

I strok med granittiske gneiser hender det at pegmatittgangene er så store at de er utnyttbare, men ingen av de som forekommer innen kartområdet har resultert i noen betydelig drift.

Av utnyttbar stein har man benyttet finkornige gneiser til gjerdestein, kantstein, eventuelt gatestein. Som eksempel kan nevnes det lille brudd like opp for riksveien syd for Galgeneset på veien fra Rissa til Hasselvik.

Kvartære avsetninger

Det har vært gjort lite av kvartærgeologiske undersøkelser innen kartområdet i nyere tid. Den eneste moderne studie er gjort av Lasca (1970) i Hemnefjordområdet. Lasca gir en oversikt over tidligere kvartærgeologiske arbeider som angår områder, av P. A. Øyen, J. Rekstad og I. Undås.

Radiologisk aldersbestemmelse er utført på materiale fra morener ved Holden i Hemnefjord, like syd for det innskutte nøkkelkarts nordgrense, og mellom Belsvikleiret og Heimsvatn. Aldrene svarer bra til Ra-trinnets endemorenestadium i Syd-Norge. Lasca slutter at de ytre deler av Hemnefjorden måtte ha vært åpent vann, slik at landisens kant gjorde en stor innbuktning og grovt sett fulgte strendene. Han kunne ikke direkte påvise sammenhengende endemorenetrinn.

Innen kartbladet er bare utskilt de største områder av kvartære avsetninger: Morenene ved Heimsvatn, de marine avsetninger i Orkdalen og i Rissa omkring Botnen; dessuten er det et større område med glasifluviale avsetninger i den øverste del av Grytdalselvas dalføre; et område som nå for en stor del er dekket av myr.
















LITTERATUR











- Carstens, C. W. 1920: Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning. *K. norske Vidensk. Selsk. 1919*, 1-152.
- Carstens, C. W. 1928: Petrologische Studien im Trondhjemgebiet. *K. norske Vidensk. Selsk. Skr. 1928*, 1-96.
- Foslie, S. 1925: Syd-Norges gruber og malmføremster. *Norges geol. Unders. 126*, 1-89.
- Holmsen, P. & Holmsen, G. 1950: Tynset. *Norges geol. Unders. 175*, 1-64.
- Kjerulf, T. 1882: *Det geologiske rektangelkart, 46 C Terningen*. Kristiania (Oslo).
- Lasca, N. P. 1970: Moraines in the Hemnefjord area, Western Norway. *Norges geol. Unders. 266*, 62-9.
- Oftedahl, Chr. 1972: A sideritic ironstone of Jurassic age in Beitstadfjord, Trøndelag. *Norsk GEOL. Tidsskr. 52*, 123-34.
- Peacey, S. 1963: Deformation in the Gangåsvann area. *Norges geol. Unders. 223*, 275-93.
- Ramberg, H. 1944: En undersøkelse av Veststrandens regionalmetamorfe bergarter. *Norsk geol. Tidsskr. 23*, 1-174.
- Reusch, H. H. 1914: Nogen bidrag til Hitterens og Smølen's geologi. *Norges geol. Unders. 69 (4)*, 1-50.
- Richter, M. 1949: Die Devonmolasse am Ausgang des Trondheimsfjordes. *Z. dt. geol. Ges. 99 (1947)*, 1-7.
- Richter, M. 1958: Die Halbinsel Örlund am Ausgang des Trondheimsfjordes. *Geologie 7*, 757-69. Berlin.
- Schetelig, J. 1913: Hitteren og Smølen. *Norsk geol. Tidsskr. 2*, 1-27.
- Siedlecka, A & Siedlecki, S. 1972: A contribution to the geology of the Downtonian sedimentary rocks of Hitra. *Norges geol. Unders. 275*, 1-28.
- Strömberg, A. 1955: Zum Gebirgsbau der Skanden im mittleren Härjedalen. *Bull. geol. Inst. Uppsala 35*.

Geological Map of the Central Caledonides, TRÖNDELAG, NORWAY

by Hans Ramberg

0 5 Km

-  Devonian sediments
-  Low metamorph. green schist, Trondheim area.
-  Schist rich in muscovite.
-  Biotite schist, often with garnet and/or hornbl., pegmatite veins common.
-  Marble and/or skarn.
-  Quartzitic-arkosic schist in the south, gneissic flagstone toward the north.
-  Gneiss especially rich in muscovite.
-  Hornblende-rich gneiss, probably sedimentogeneous.
-  Amphibolite, sedimentogeneous as well as magmatogeneous.
-  Mylonite (Røstøy and Hemnskjel)
-  Undifferentiated gneiss.
-  Hornblende-bearing gneiss.
-  Rather homogeneous granitic gneiss.
-  Coarse-grained gneiss, Agdenes type.
-  Diaritic gneiss, rather homogeneous.
-  Meta-diorite and dolerite.
-  Porphyroblastic structure.
-  Alluvium.

-  Horizontal schistosity.
-  Inclined schistosity.
-  Elongation of mineral grains.
-  Plunging anticline.
-  Plunging syncline.
-  Horizontal anticlinal axis.
-  Horizontal synclinal axis.
-  Fold axis.
-  Fault.
-  Uncertain boundary.

