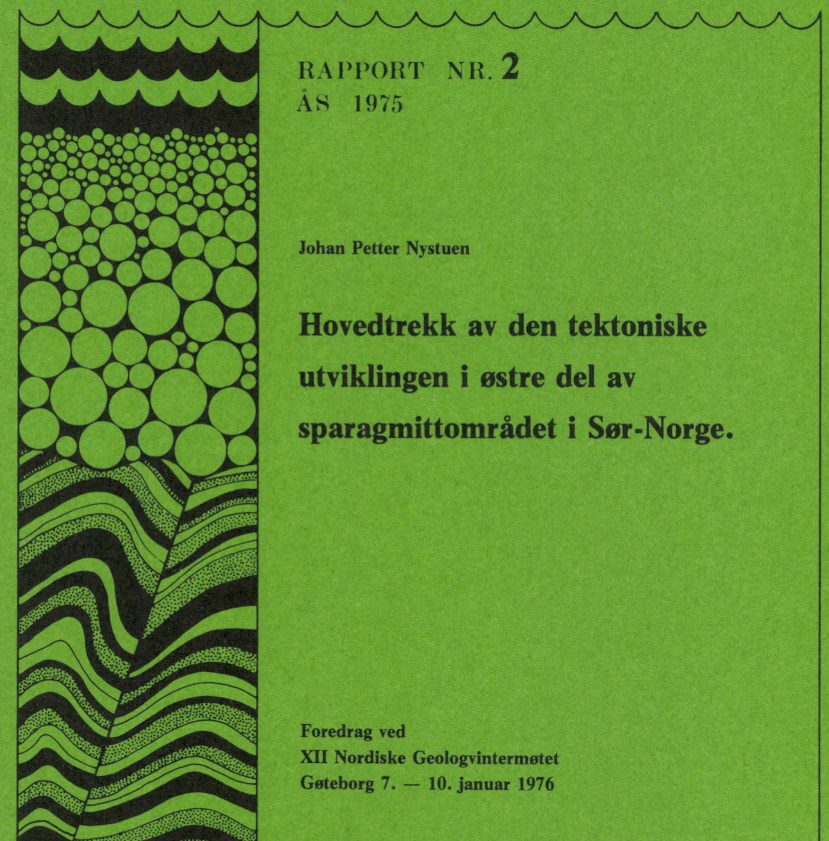


# INSTITUTT FOR GEOLOGI NORGES LANDBRUKSHØGSKOLE

Department of Geology, Agricultural University of Norway  
Address : N-1432 Ås-N.L.H. Telephone : ( 02 ) 940060

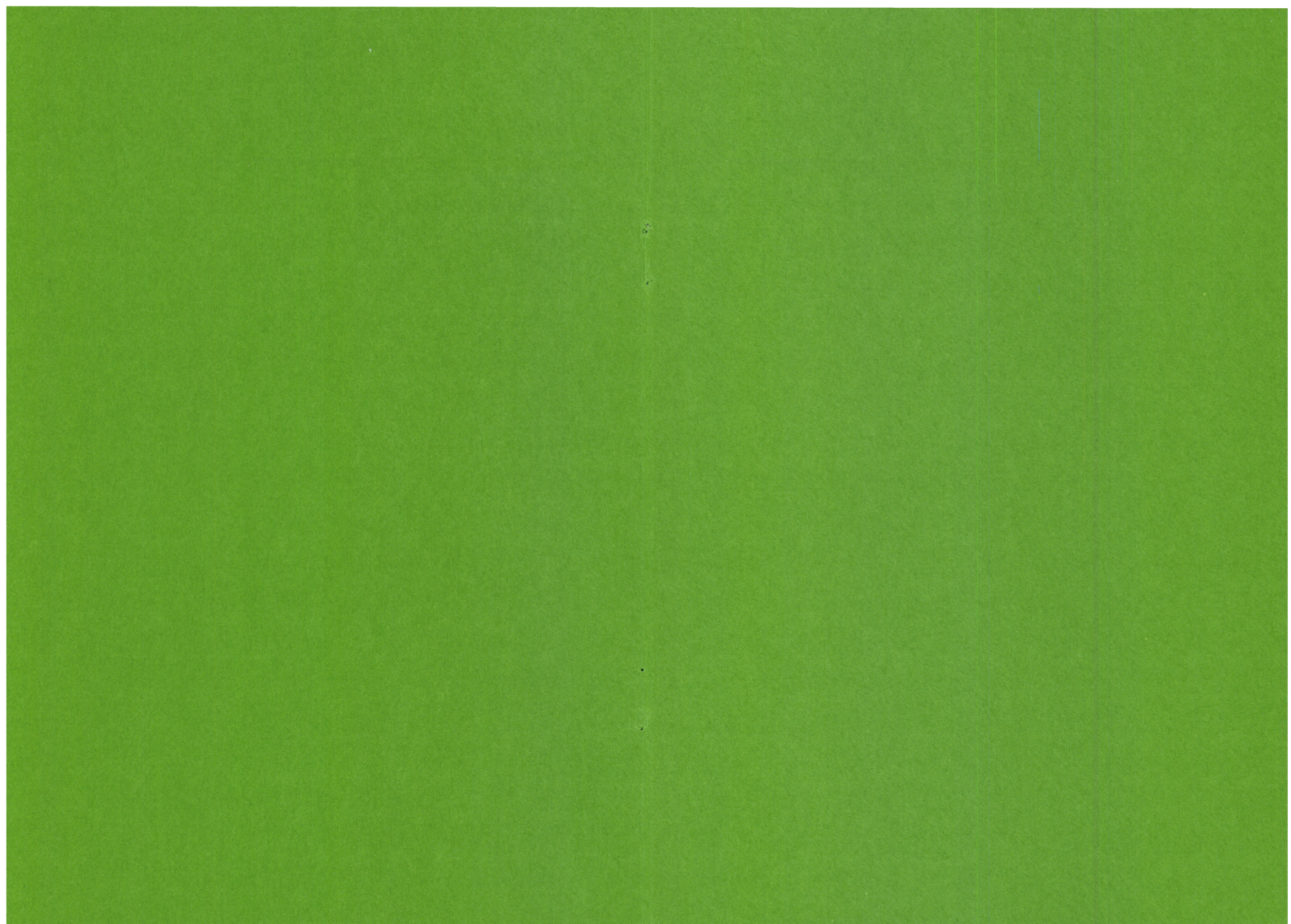


RAPPORT NR. 2  
ÅS 1975

Johan Petter Nystuen

**Hovedtrekk av den tektoniske  
utviklingen i østre del av  
sparagmittområdet i Sør-Norge.**

Foredrag ved  
XII Nordiske Geologvintermøtet  
Göteborg 7. — 10. januar 1976



- NYSTUEN, J.P. 1975 b: NORDRE OSEN, berggrunnsgeologisk kart 2017 IV - M. 1:50 000. Nor. geol. unders.
- NYSTUEN, J.P. 1975 c: JORDET, berggrunnskart 2017 I - M. 1:50 000. Nor. geol. unders.
- NYSTUEN, J.P. 1975 d: ENGEREN, berggrunnskart 2018 II - M. 1:50 000. Nor. geol. unders.
- NYSTUEN, J.P. (i bearb.): Facies and sedimentation of the Late Precambrian Moelv Tillite in the eastern part of the Sparagmite region, Southern Norway.
- OFTEDAHL, C. 1943: Om sparagmiten og dens skyvning innen kartbladet Øvre Rendal. Nor. geol. unders. 161, 65 s.
- OFTEDAHL, C. 1974: Norges geologi. Tapir, Trondheim, 169 s.
- ROBERTS, D. 1974: Sedimentary, tectonic and metamorphic features of the Devonian of Røragen, Sør-Trøndelag. Nor. geol. unders. 311, 89-108.
- SCHIØTZ, O.E. 1902: Den sydøstlige del af sparagmit-kvarts-fjeldet i Norge. Nor. geol. unders. 35, 135 s.
- SKJESETH, S. 1962: "Trysil-hevningen". Kambro-ordovicisk stratigrafi i Femundtraktene. Nor. geol. unders. 215, 101-112.
- SKJESETH, S. 1963: Contributions to the geology of the Mjøsa districts and the classical sparagmite area in southern Norway. Nor. geol. unders. 220, 126 s.
- STRAND, T. & O. KULLING, 1972: Scandinavian Caledonides. Wiley-Interscience, London, 302 s.
- SÆTHER, T. (i bearb.): Sedimentologiske og strukturgeologiske undersøkelser øst for Storsjøen i Rendalen. Hovedoppgave v. Univ. i Oslo.
- TÖRNEBOHM, A.E. 1896: Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. Kungl. sv. vet.-akad. handl. 28(5), 240 s.
- VOGT, T. 1928: Den norske fjellkjedens revolusjonshistorie. Nor. geol. tidsskr. 10, 97-115.
- WHITEMAN, A.J., REER, G., NAYLOR, D. & R.M. PEGRUM, 1975: North Sea troughs and plate tectonics. Nor. geol. unders. 316, 137-161.
- ÅM, K. (i bearb.): Magnetic basement mapping in the Sparagmite Region of Southern Norway. Nor. geol. unders.

# INSTITUTT FOR GEOLOGI NORGES LANDBRUKSHØGSKOLE

Department of Geology, Agricultural University of Norway  
Adress : N-1432 Ås-NLH. Telephone : (02) 940060

RAPPORT NR. 2  
ÅS 1975

Johan Petter Nystuen

**Hovedtrekk av den tektoniske  
utviklingen i østre del av  
sparagmittområdet i Sør-Norge.**

Foredrag ved  
XII Nordiske Geologvintermøtet  
Göteborg 7. - 10. januar 1976

- ENGLUND, J.-O. 1973: Stratigraphy and structure of the Ringebu - Vinstra district, Gudbrandsdalen; with a short analysis of the western part of the sparagmite region in Southern Norway. *Nor. geol. unders.* 293, 58 s.
- GEE, D. 1975: A tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonides. *Am. J. Sci.* 275-A, 468-515.
- HOLMSEN, G. 1935: Nordre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. *Nor. geol. unders.* 144, 55 s.
- HOLMSEN, G. 1937: Søndre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. *Nor. geol. unders.* 148, 42 s.
- HOLMSEN, P. 1943: Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset - Femunden. *Nor. geol. unders.* 158, 65 s.
- HOLMSEN, P. & G. HOLMSEN, 1950: Tynset. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. *Nor. geol. unders.* 175, 64 s.
- HOLMSEN, P. & C. OFTEDAHL, 1956: Ytre Rendal og Stor-Elvdal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. *Nor. geol. unders.* 194, s. 173.
- HOLMSEN, P. & S. SKJESETH, 1966: Trysil-hevningen mellom Osen-sjøen og Jordet i Trysil. *Nor. geol. unders.* 242, 119-129.
- HOLTEDAHL, O. 1921 a: Engerdalen. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Engerdalens omraade. *Nor. geol. unders.* 89, 74 s.
- HOLTEDAHL, O. 1921 b: Om Trysilsandstenen og Sparagmitavdelingen. *Nor. geol. tidsskr.* 6, 17-48.
- HOLTEDAHL, O. & J.A. DONS, 1960: Geologisk kart over Norge. Berggrunnskart 1:1 mill. *Nor. geol. unders.*
- LOESCHKE, J. & R.P. NICKELSEN, 1968: On the age and tectonic position of the Valdres Sparagmite in Slidre (Southern Norway). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 131 (3), 337-367.
- NICKELSEN, R.P. 1974: Geology of the Røssjøkollan - Dokkvatn area, Oppland. *Nor. geol. unders.* 314, 53-100.
- NYSTUEN, J.P. 1967: Stratigrafiske, petrografiske og tektoniske undersøkelser i Engerdal. Hovedoppgave v. Univ. i Oslo, 211 s.
- NYSTUEN, J.P. 1974: ENGERDAL, berggrunnsgeologisk kart 2018 I. M. 1:50 000. *Nor. geol. unders.*
- NYSTUEN, J.P. 1975 a: ELVDAL, berggrunnsgeologisk kart 2018 III. M. 1:50 000. *Nor. geol. unders.*

Forkortningene innen lagrekken i vestre og østre sparagmittbasseng kan muligens henge sammen med en forkortning i selve grunnfjellsunderlaget. Grunnfjellsvinduene kan selv være forskjøvet mot SSØ langs dyptliggende dislokasjonssoner i en underforskyvning. Ved at bassengene trekkes ut mot nord, vil hele lagrekken i Osendekkets sørlige deler få plass i et sedimentasjonsområde sør for vinduene, selv med 150 km total forkortning.

Relative horisontale glidninger innen lagrekken og ulik forkortning av lagene under og over dislokasjonene vanskeliggjør oppstilling av relevante stratigrafiske søyler og vurdering av laterale variasjoner. Det er likevel grunn til å tro at palinospastiske modeller vil kunne nyansere vårt nåværende bilde av sparagmittbassengene en god del.

#### LITTERATUR

- BJØRLYKKE, A. 1973 a: DOKKA, berggrunnsgeologisk kart 1816 IV. M. 1:50 000. Nor. geol. unders.
- BJØRLYKKE, A. 1973 b: GJØVIK, berggrunnsgeologisk kart 1816 I. M. 1:50 000. Nor. geol. unders.
- BJØRLYKKE, K. 1965: The Eocambrian stratigraphy of the Bjørånes window and the thrusting of the Kvitvola nappe. Nor. geol. unders. 234, 5-14.
- BJØRLYKKE, K. 1969: Geologien i sentrale deler av Østerdalen. Nor. geol. tidsskr. 49, 313-318.
- BJØRLYKKE, K. 1974: Glacial striations on clast from the Moelv Tillite of the Late Precambrian of Southern Norway. Am. J. Sci. 274, 443-448.
- BJØRLYKKE, K., ELVSBORG, A. & T. HØY i bearb.: Late Precambrian sedimentation in the central sparagmite basin of South Norway.
- DYPVIK, H. & K. BJØRLYKKE. 1975: Geological map of the Sparagmite Region, S. Norway. In: Bjørlykke, K., Elvsborg, A. & T. Høy i bearb. Late Precambrian sedimentation in the central sparagmite basin of South Norway.
- ENGLUND, J.-O. 1972: Sedimentological and structural investigations of the Hedmark Group in the Tretten - Øyer - Fåberg district, Gudbrandsdalen. Nor. geol. unders. 276, 59 s.

#### ABSTRACT

The structural history of the eastern sparagmite area in Southern Norway can be separated into three main phases: (1) Pre- and early - Caledonian anorogenic movements including rifting and formation of the eastern sparagmite basin in the Late Precambrian, local rises within the basin from the Late Precambrian to Lower Ordovician and regional epeirogenic movements in the Lower- to Middle Cambrian, in the Lower Ordovician and after the deposition of Llanvirnian black shale; (2) Caledonian orogenic movements comprising (a) the thrusting of the Osen nappe and folding of the intrabasinal sequence (pre-Silurian?) (b) the thrusting of the Kvitvola and Røa nappes above a folded and eroded parautochthonous sequence (Silurian - Devonian), (c) local upthrusts towards the S and SE, and (d) thrust movements from the NE towards the SW (in the north and northeast) (Svalbardian phase?); (3) post-Caledonian normal faults, acting mostly along older fracture zones. The horizontal shortening due to Caledonian movements is discussed.

#### INNLEDNING

Det østre sparagmittområdet i Sør-Norge er mot vest avgrenset av Rendalsforkastningen, mot sør av yttergrensen for de kaledonske skyvedekkenene og mot nord av Trondheimsfeltet. I nordøst kan bergarter og tektoniske strukturer følges inn i Dalarnas og Härjedalens sparagmittområder (Fig. 1).

En rekke geologiske arbeider fra området har tidligere blitt publisert (for referanser, se HOLTEDAHL 1921 a, G.HOLMSEN 1935, 1937, P.HOLMSEN & OFTEDAHL 1956, Strand i STRAND & KULLING 1972). Av grunnleggende betydning for senere undersøkelser er flere arbeider av Schiøtz i tidsrommet 1873-1902. Spesielt bør framheves hans påvisning av "Kvitvola Kvartsetage" som en øvre bergartsenhet med stor regional utstrekning og hans oppfattelse av sparagmittlagrekens avsetningsbassenger som grabenstrukturer (SCHIØTZ 1902). TÖRNBOHM (1896) fastslo overskyvninger av Vangsåsformasjonen i den sørligste del av sparagmittområdet og av Kvitvoladekket og grunnfjellsbergarter lenger nord. Disse erkjennelser har likeledes vært avgjørende for forståelsen av de tektoniske hovedtrekkene i området.

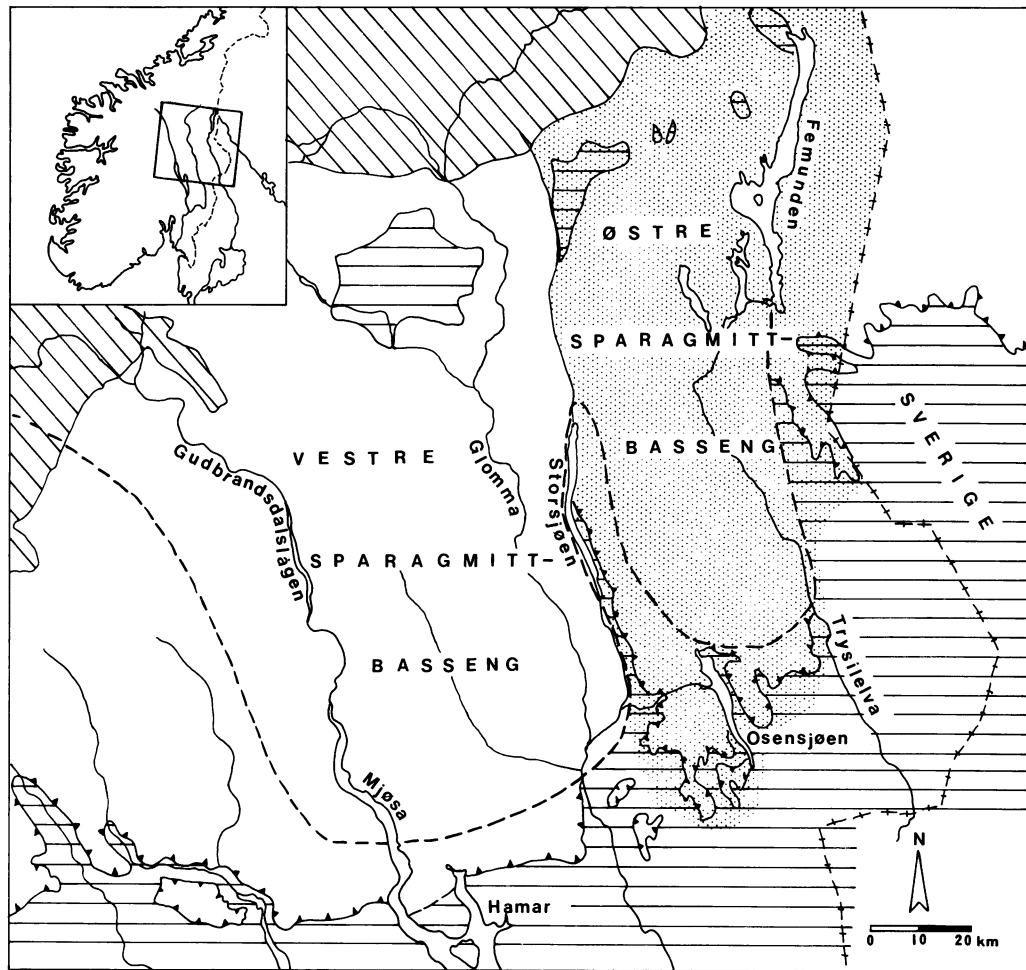


Fig. 1. Forenklet kart over sparagmittområdet i Sør-Norge etter HOLTEDAHL & DONS (1960). Horisontal skravur: grunnfjell og autoktone kambro-siluriske bergarter, skråskravur: Trondheim- og Jotundekket, hvitt: sparagmittområdet med skvvedekkefront, prikket: østre sparagmittområde.

toniske transportlengder innen den kaledonske fjellkjeden i Skandinavia, er det nærliggende å reise spørsmål om ikke også Hedmarkgruppen og overliggende kambro-ordoviciske enheter danner et stort dekkekompleks, bevart i en grabenstruktur av postkaledonsk alder. Det vesentligste argumentet for en slik antagelse er den samlede forkortning av lagrekken. Denne forkortning omfatter horisontal glidning + foldning + imbrikasjon og kan grovt beregnes til å kunne nå opp i størrelsesorden 100-150 km for de høyeste tektonostratigrafiske enhetene (Osenedekket), men betydelig mindre for de dypere deler av lagrekken.

De viktigste argumentene for at Hedmarkgruppen er avsatt i bassenger sør for geantiklinalryggen er følgende: (a) det er samsvare mellom dybder til krystallint underlag basert på geomagnetiske målinger (ÅM i bearb.) og stratigrafiske mektigheter; (b) de enkelte formasjoners utbredelse og faciesvariasjon harmonerer med de antatte bassengavgrensningene; (c) det klastiske materialet avspeiler i stor grad litologien av grunnfjellet omkring de antatte bassengene; (d) foldemønsteret viser en klar sammenheng med en traugmorfologi av underlaget; (e) grunnfjellsflak i Osenedekket har samme litologi som det lokale grunnfjellet, mens krystalline bergarter i mer alloktone dekker er "fremmede" bergartstyper; (f) regional kartlegging viser at Osenedekkets hovedskyveplan følger Ekreskifernivået. Det kan lokalt gå dypere, men Brøttumformasjonen er f.eks. ingen steder funnet i alloktion posisjon over autokton underlag. Dette observasjonsmaterialet bør vise klart at største delen av lagrekken stammer fra Schiøtz's (1902) sparagmittbassenger.

Rødedekket sandsteiner og formasjonene i skjellstrukturen ved Femunden synes å være avsatt i et sedimentasjonsområde nord eller nordøst for grunnfjellsvindue. Deres faciesutvikling er den samme som lenger sør, og viser at det samme sedimentasjonsmiljøet har hersket på begge sider av grunnfjellsryggen. Av dette kan en betrakte grunnfjellsvindue som strukturer innen selve sparagmittbassengene og ikke som deres definitive avgrensning mot nord og mot et annet sedimentasjonsmiljø. De kan ha dannet lokale hevningsstrukturer under den senprekambriske sedimentasjonen slik som antatt for områder lenger sør i det østre sparagmittbasseng. Kvitvoladedekket avsetningsområde har ligget utenfor (lenger mot NV) sedimentasjonsbasseng for Rødedekket.

(NYSTUEN 1974). Videre sørover har Engerdalsforkastningen flere sidegrener. Ved Engeren er den samlede spranghøyden minst 400 m med innsynkning i vest. En sidegren langs Smeia ved Jordet avgrensner Kvitvoladekket mot sør. Nordsiden har her sunket inn minimum 230 m inntil hovedgrenen i øst. Både ved Elta og i Jordet - Trysilfjell-området er kaledonske dekkestrukturer skåret av flere normalforkastninger med maksimale spranghøyder opptil 150-200 m (NYSTUEN 1975 b, c & d).

Langs Osenforkastningen (Fig. 2) har vestsiden sunket inn 200-250 m, men spranghøyden avtar raskt både mot nord og sør. Bevegelsen har således vært motsatt av det en antar for den senprekambriske grabenforkastning langs denne sonen. Mellom Osen- og Rendalsforkastningen finnes minst en Ø-V- og en N-S-forkastning.

Det postkaledonske bevegelsesmønsteret langs Rendalsforkastningen er komplisert og enda ikke på langt nær utredet. Lengst i nord kan det vises at vestsiden har sunket inn (P.HOLMSEN 1943), og dette er vanligvis antatt også å gjelde videre sørover langs forkastningen.

Postkaledonske N-S forkastninger har også gjennomgått grunnfjellsvindueene i Nord-Østerdal (P.HOLMSEN i P.HOLMSEN & G.HOLMSEN 1950).

Alle de postkaledonske forkastninger er vanligvis antatt å være av permisk alder og henge sammen med dannelsen av riftstrukturen i Oslofeltet.

#### KALEDONSK HORIZONTALFORKORTNING AV LAGREKKEN

Flere sedimentære facieskart og faciesprofiler har vært publisert fra sparagmittområdet (SKJESETH 1963, ENGLUND 1972, 1973, K.BJØRLYKKE 1969, 1974), men ingen av disse har blitt konstruert på palinspastisk grunnlag. Den primære forutsetningen for disse tolkningene er at Hedmark-gruppens bergarter har blitt avsatt innenfor de eksisterende grabenavgrensninger, og at den tektoniske forflytning i forhold til grunnfjellet omkring er relativ beskjedent ("parautokton lagrekke").

På bakgrunn av de senere års erkjennelse av betydelige tek-

Forfatteren har kartlagt i området siden 1964, og hittil er fem kartblad i målestokk 1:50 000 ferdig trykt (NYSTUEN 1974, 1975 a, b, c & d). Foruten regionalgeologisk kartlegning har stratigrafisk-sedimentologiske detaljstudier av den senprekambriske lagrekken inngått i undersøkelsene, som fortsatt pågår. I tillegg har cand.mag. T. Sæther ved Universitetet i Oslo foretatt nykartlegning og sedimentologisk-strukturgeologiske detaljundersøkelser innen området øst for Storsjøen (SÆTHER i bearb.).

De nyere geologiske kartdata fra det østre sparagmittområdet er sammenfattet og forenklet i Fig. 2. Den tektoniske utviklingen av området omfatter tre hovedfaser: (A) Pre- og tidlig-kaledonske rift- og epeirogene bevegelser, (B) kaledonske orogene bevegelser og (C) post-kaledonske forkastningsbevegelser. Hovedvekten i denne oversikten vil bli lagt på de to første hovedfasene. De ulike tektoniske begivenheter er summert i tabell 1.

Tabell 1. Tektoniske faser innen det østre sparagmittområdet i Sør-Norge.

<u>Postkaledonske forkastninger</u>	P
<u>Kaledonske orogene bevegelser</u>	
Skyvning fra NØ mot SV (lengst i nord)	D
Skyvning fra NV mot SØ	
Fremskyvning av Røaddekket	S-D
Fremskyvning av Kvitvoladekket	
Foldning av bassenglagrekken	MO(?) - S
Fremskyvning av Osendekket	
<u>Epeirogene bevegelser</u>	
Trysilhevningen	UO
Regional regresjon	UK-MK
Flere mindre regresjoner	UK
<u>Lokale hevinger innen sparagmittbassenget</u>	SPK-UO
<u>Forkastninger og grabendannelse</u>	SPK

(SPK = senprekambrium, UK = undre kambrium, MK = mellomkambrium, UO = undre ordovicium, MO = mellomordovicium, S = silur, D = devon, P = perm)

## A. PRE- OG TIDLIG-KALEDONSK RIFT- OG EPEIROGENE BEVEGELSER

Senprekambrisk grabendannelse-

Schiøtz' (1902) modell av sparagmittbassengene som tektoniske innsynkningsstrukturer ble utviklet videre av HOLTEDAHL (1921 a & b) og senere utdypet av flere andre geologer. Med en platetektonisk modell som utgangspunkt er det i dag vanlig å anta at de senprekambriske avsetningsbassenger i Skandinavia og Øst-Grønland oppsto ved oppsplittingen av et baltoskandinavisk-grønlandsk kontinent, åpningen av det protoatlantiske havet og dannelsen av den kaledonske geosynklinalen (se GEE 1975).

Sparagmittbassengene i Sør-Norge omfatter et sentralt, vestre basseng og et østre basseng (Fig. 1). Valdressparagmitten har vært avsatt i et tredje separat basseng som i dag er bevart i allokton posisjon.

Det østre sparagmittbassenget har hatt sin østligste begrensning omtrent langs den nåværende Engerdalsforkastningen, mens den vestre grensen synes å ha hatt nær samme beliggenhet og retning som den postkaledonske Øsenforkastningen og Rendalsforkastningen. Geantiklinalryggen i Nord-Østerdal synes å ha dannet en nordlig avgrensning. De opprinnelige bassenggrensene i nordøst ved Femunden er sterkt forstvrret av senere kaledonske tektoniske bevegelser. Stratigrafien innen de mange skyveflakene her tyder på at en grunnfjellssokkel har eksistert mellom dette østre sparagmittbassenget og et eventuelt tilsvarende i Härjedalen helt fram til aller siste del av Senprekambrium med avsetningen av Vangsås - Vemdalsformasjonen. Geomagnetiske målinger (AM i bearb.) tyder på at bassenget i sør er avgrenset av en NNØ-VSV gående forkastning eller steil fleksur i grunnfjellet.

Lagrekken i de to sparagmittbassengene avviker først og fremst ved at Brøttumformasjonen og Biskopåskonglomeratet synes helt å mangle i det østre bassenget (Tabell 2). Eltakalken, som vanligvis er korrelert med Birikalken, opptrer lokalt og kan være avsatt i grunne forsenkninger i grunnfjellet under en transgressiv fase før dannelsen av det østre grabenbassenget. Lignende kalkstenslag i øvre del av Ringformasjonen utelukker ikke at Eltakalken kan tilsvare dette stratigrafiske nivået. Eltakalken er ingen steder funnet å ligge direkte under Ringformasjonen med stratigrafisk kontakt.

Til samme deformasjonsfase er trolig også oppskyvningen av granitt og enheter av Hedmark-gruppen ved Mistra i Rendalen. Denne oppskyvningen har bøyd skyveplanet for Kvitvoladekket opp til nær vertikal posisjon (SÆTHER i bearb.).

Tilsvarende oppskyvninger er kjent fra andre deler av den kaledonske fjellkjeden i Skandinavia og er antatt å være av senkaledonsk (svalbardisk) alder.

Skyvebevegelser fra NØ mot SV

I området nord for Store Svukuen øst for Femunden avløses skjellstrukturen med strøkretningen NØ-SV (se ovenfor) av en lignende imbrikasjonsstruktur med strøkretning NV-SØ og fall mot NØ av skyve- og skjærplan. Øyegneiss, granitt og gabbro inngår i strukturen som et grunnfjellsflak ved Mugga øst for nordenden av Femunden. Denne strukturen finnes igjen på vestsiden av Femundens nordlige del omkring Tufsingdalen. I den overskjøvnede Vangsåsformasjonen i Tufsingdalen er folder og lineasjoner med retning NV-SØ skåret av oppskyvningsplan og skjærskifrihet med strøk NV-SØ og fall NØ. Tilsvarende strukturelementer kutter også eldre foliasjon og forrykker tidligere grenseforhold innen Røadekket.

Det er usikkert om disse skyvningene mot SV har skjedd i siste fase av Røadekkets framskyvning eller om de er klart yngre. Forholdet mellom denne strukturen og skjellstrukturen beskrevet i forrige kapittel er også usikkert. I alle tilfeller dreier det seg om en senkaledonsk deformasjon. Forholdet mellom denne og den antatte svalbardiske deformasjonen av devonlagene ved Røragen vel 20 km nord for Femunden er usikkert. I dette feltet har tektonisk massetransport vært vesentlig mot N-NV (ROBERTS 1974).

## C. POSTKALEDONSK NORMALFORKASTNINGER

Engerdalens forkastningssone kan spores fra Trysil til sør for Femunden (Fig. 2). Her splittes hovedforkastningslinjen opp i en rekke småforkastninger med en horst-graben tektonikk



lengst nord i Kvitvoladekket. Tilsvarende forhold finnes på øst-siden av Femunden nordover fra Elgå.

Det synes som om disse alloktone bergartene kan betraktes som tilhørende et stort dekkekompleks, her kalt Røadekket i samsvarende med Törnebohm's betegnelse på de skjøvne sandsteinene øst for Femunden. Den sørlige avgrensningen av Røadekket er usikker, men det er mulig at hovedskyveplanet løses opp i en rekke mindre skyveplaner som går inn i den skjellstrukturen som en finner på begge sider av Femundens sentrale del, som tidligere antydtes av OFTEDAHL (1943) og P.HOLMSEN (i P.HOLMSEN & G.HOLMSEN 1950). Mot øst synes disse alloktone sandsteiner å gå over i Härjedalens røde sparagmitter. I nord er komplekset overskjøvet av Trondheimsdekket (Seve). Øyegneisser og andre krystalline bergarter som ligger langs sørøst- og sørgrensen av Trondheimsdekket kan muligens være ekvivalenter til Sålekinna-komplekset. Det er mulig at det også kan korreleres med Tännäs's øyegneiss i sørvestre Jämtland.

#### Lokale forskyvninger mot S og SØ

På østsiden av Femunden er en rekke flak med grunnfjell og yngre sedimentære enheter skjøvet mot S. Over 40 tektoniske skjell er skilt ut innen en sone på 10-15 km's bredde. Stratigrafien og sedimentær facies innen de ulike flakene viser at de stammer fra forskjellige deler av samme sedimentasjonsområde. Etter dette kan de deles i tre grupper: (a) granitt med påliggende Ringformasjon, (b) granitt med påliggende Vangsåsformasjon og (c) granitt med påliggende kambrisk skifer. Gruppe (a) er skjøvet lengst og kan utgjøre den sørligste delen av Røadekket.

Flakene er skjøvet over Kvitvoladekket. Den totale horisontale forkortning innen oppskyvningssonen kan være i størrelsesorden 15-50 km.

Tilhørende samme deformasjonsfase er imbrikasjonsstrukturene i Ringformasjonen vest for Femunden og sannsynligvis antiklinalstrukturen i Sølénområdet. Ved sørenden av Femunden gjennomsetter disse strukturene Kvitvoladekket. Det er mulig at en slak foldning av Kvitvoladekket (og underlaget) i den sørlige del av sparagmittområdet kan tilhøre denne fase.

Tabell 2. Stratigrafien av Hedmarkgruppen i vestre og østre sparagmittbasseng, Sør-Norge.

<u>Vestre sparagmittbasseng</u>		<u>Østre sparagmittbasseng</u>	
Ringsakerkv.	Vangsås-	Ringsakerkv.	Vangsås-
Vardals.st.	form.	Vardals.st.	form.
Ekreskifer		Ekreskifer	
Moelvtillitt		Moelvtillitt	
Ringform.		Ringform.	
Biriform.		Eltaform.	
Biskopåskgl.			
Brøttumform.			

Det østre sparagmittbassenget ble først etablert under avsetningen av Ringformasjonen og er derfor betydelig yngre enn det vestre bassenget. Ringformasjonen omfatter grovklastiske feltspatiske sandsteiner, arkoser og polymikte konglomerater. Den er avsatt av forgrenete elver i elvevifter og elvesletter, mens bassenget sank inn minst 1000 m i de sentrale deler. Denne facies av Ringformasjonen mangler helt i det vestre bassenget i den sentrale del av Østerdalen (K.BJØRLYKKE 1965, 1969, K.BJØRLYKKE et al. i bearb.). Dette kan bety at grunnfjellshorsten mellom de to bassengene (Fig. 1) har eksistert også i området nord for Storsjøen (Fig. 2) i denne perioden. Lokale hevninger har funnet sted innen bassenget under avsetningen av øvre del av Ringformasjonen og i tiden etter (se nedenfor).

Moelvtillitten og Ekreskiferen har vært avsatt i en periode med mer kontinuerlig, regional innsynkning av grunnfjellsunderlaget over hele sparagmittområdet, mens isostatisk bevegelser og eustatiske endringer i havnivå kan ha virket inn på avsetningsforløp og faciesutvikling. Blokkinnholdet i både subglacial morenefacies og subakvatisk slamsteinsfacies av Moelvtillitten viser at storparten av materialet stammer fra grunnfjellet nærmest omkring bassenget (NYSTUEN i bearb.).

Vangsåsformasjonen ble avsatt i en fase med omfattende forkastningsaktivitet langs bassengkantene. I Osen-Jordet-traktene og i Engerdal-Femund-området er undre del av formasjonen represen-

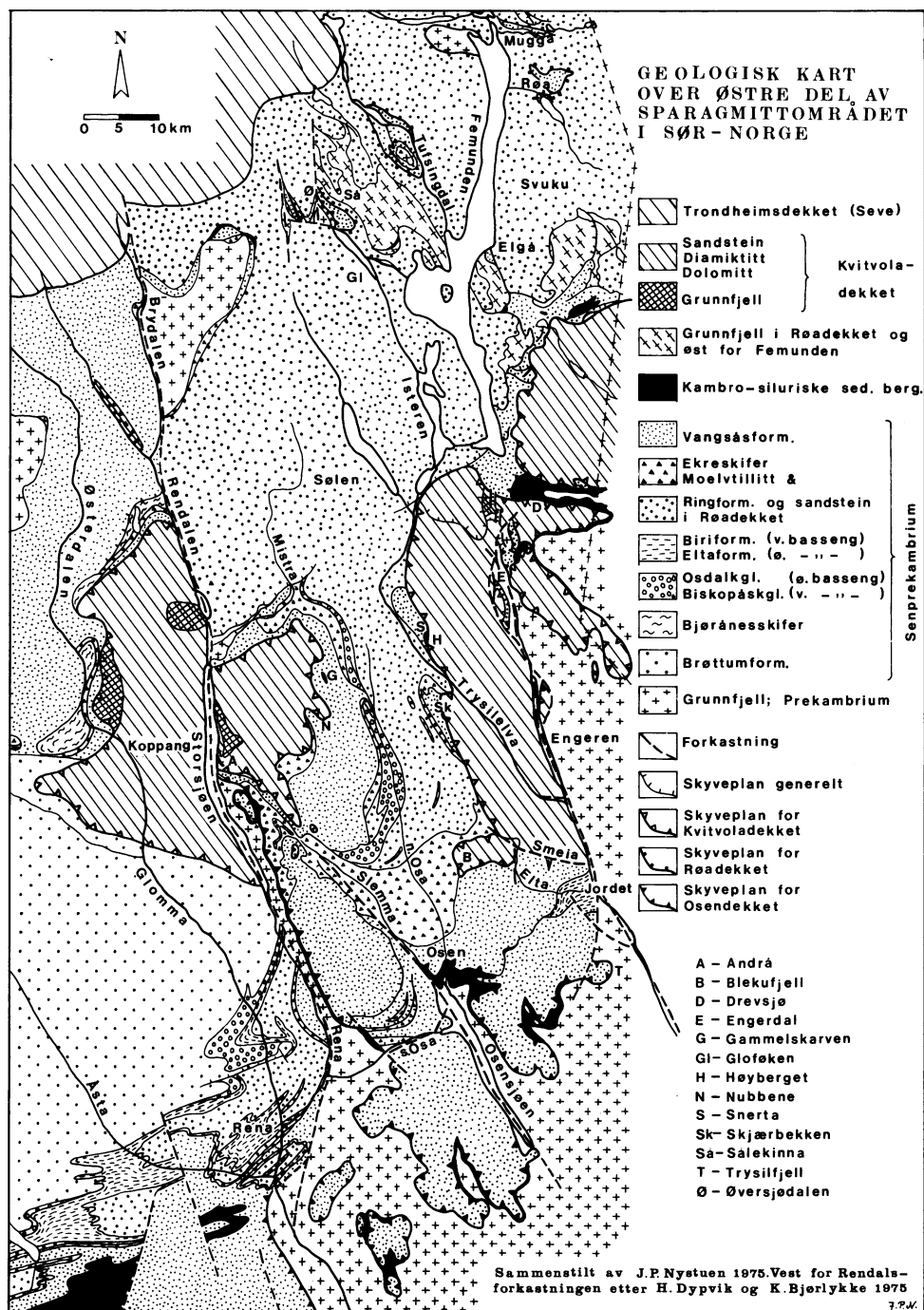


Fig. 2. Forenklet geologisk kart over østre del av sparagmittområdet i Sør-Norge og tilgrensende strøk.

### Røadekket

TÖRNEBOHM (1896, s. 133) innførte betegnelsen "Røadekket" på sterkt pressete sparagmittbergarter omkring Røa på østsiden av Femunden (Fig. 2). Bergartene ligger over nærmest udeformert Vangsåsformasjon øst for Elgå, ved Røa og ved Mugga med en klar tektonisk kontakt. En mylonittsone ved sålen av dekket er opp til 10 m tykk. Tilsvarende kontaktforhold finner en i Tufsingdalen, i Øversjødalen og i Brydalen mellom samme type bergarter.

På vestsiden av Femunden opptrer krystalline bergarter som tektoniske enheter i ulike nivåer av det alloktone komplekset. Siste sommers detaljstudier i Sålekinna bekrefter Törnebohm's (1896, s. 162) oppfatning av at øyegneissen her danner et overskjøvet grunnfjellsflak og ikke et produkt av øyegneissdannelse i sparagmitt (P.HOLMSEN 1943, P.HOLMSEN i P.HOLMSEN & G.HOLMSEN 1950). I selve Sålekinna finnes både granitt og gneiss sammen med den folierte øyegneissen. Dette Sålekinna-komplekset danner et overskjøvet grunnfjellsflak på godt over 100 km<sup>2</sup> i utstrekning og omfatter øyegneiss, øyegranitt, granitt, dioritt, gabbro og gneisser. Deformasjon og metamorfose (retrograd) er sterkt varierende.

Over Sålekinna-komplekset ligger en lys feltspatisk sandstein, muligens med primærkontakt mot underlaget. I denne har en viss porfyroblastese av mikrolin funnet sted, men sandsteinen er relativt lite tektonisert.

De alloktone bergartene har foldeakser og lineasjoner orientert ca NV-SØ. Oppskyvningsplan og skjærplan med strøk NV-SØ og fall NØ viser at tektoniske bevegelser har vært rettet mot SV, iallefall i en sen bevegelsesfase (se nedenfor).

P.HOLMSEN (i P.HOLMSEN & G.HOLMSEN 1950) påpekte at disse alloktone metamorfe sandsteinene skiller seg ut som et eget dekkekompleks forskjellig fra Kvitvoladekket. Sandsteinene er lyse og rødlige feltspatiske sandsteiner og arkoser med enkelte kvartsitt-horisonter og karbonatholdige sandsteinslag. Rene dolomittlag og diamiktitt mangler. Deformasjonen avtar mot sør, og sandsteinene viser her nøyaktig samme lithologi og sedimentære facies som den krovklastiske, parautoktone Ringformasjonen i Femunden - Isteren - Gloføken - Sølen-området. Det er derfor her et betydelig sprang i både metamorfose og sedimentær facies i forhold til bergartene

framtrødende øst for Engerdalen (NYSTUEN 1974) og ved Andrå i Rendalen (P.HOLMSEN & OFTEDAHL 1956).

Kvitvoladekket er i området øst for Femunden gjennombrutt av yngre kaledonske strukturer, og dekket er uten rotsone innenfor det aktuelle området. Dekkets største utstrekning i N-S-retningen har vært minst 80 km, men skyvelengden er sannsynligvis 3-4 ganger så stor. Dekkets sedimentære bergarter stammer trolig fra ytre del av kontinentalplattformen for det baltoskandinaviske skjoldet.

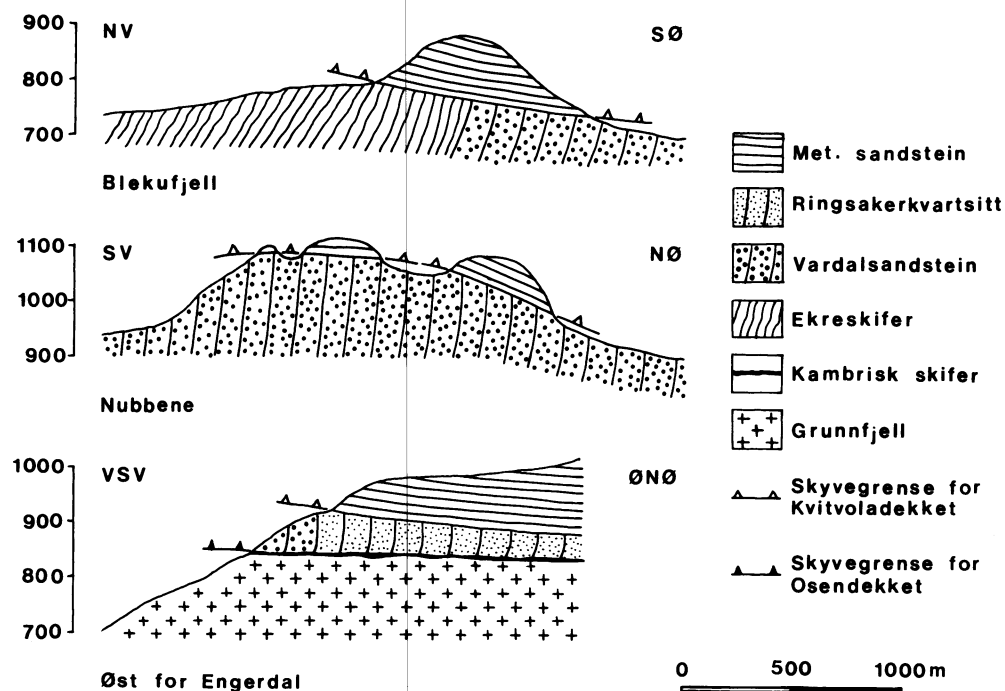


Fig. 5. Forenklet snitt av skyvekontakten mellom Kvitvoladekket og underliggende bergarter, sett på tvers av strøkretningen for de sistnevnte. For lokalisering, se Fig. 2.

tert av blokk- og slamstrømsavsetninger, turbiditter, "grain-flow" avsatte sandsteiner og mørke skifre. Det grovklastiske materialet er korttransportert og må være avsatt ganske nær den opprinnelige kanten av bassenget. Fluviale sandsteiner og konglomerater dominerer i Vardalsandsteinen i de mer sentrale deler av bassenget.

Peneplaneringen av det baltiske skjoldet mot slutten av Prekambrium avspeiles i avsetningen av den marine Ringsakerkvartsitten. Øvre del av denne er transgressiv og finnes autoktont på grunnfjell langs østsiden av Rendalen, i Engerdal og på grunnfjellsvinduene i Nord-Østerdal.

#### Senprekambriske - underordoviciske hevinger innen sparagmittbassenget

Den bassengavsatte lagrekken veksler betydelig i mektighet innen korte avstander, og ikke-konforme kontakter finnes mellom flere av de stratigrafiske enhetene (Fig. 3). De eksisterende stratigrafiske forhold kan skyldes forstyrrelser ved kaledonske orogene bevegelser, men flere er knyttet til selve avsetningshistorien.

Osdalkonglomeratet i øvre del av Ringformasjonen fører lokalt opptil 1,5 m store plastisk bøyde kalkstensblokker og blokker av dårlig litifisert sandstein. Kalksteinslag av lignende litologi finnes i øvre del av Ringformasjonen nær den sentrale del av bassenget. En lokal heving og erosjon med meget kort materialtransport har åpenbart skjedd.

HOLTEDAHL (1921 a & b) tolket orthocerkalkens primære avsetningskontakt i Høyberget og Skjærbekken (Fig. 3) som resultatet av en regional heving og erosjon av tidligere avsatte kambriske lag samt størstedelen av Vangsåsformasjonen. Stratigrafien her dannet typeprofilene for VOGT's (1928) "Trysilhevingen" som en tidligkaledonsk epeirogen fase. SKJESETH (1962), P.HOLMSEN & SKJESETH (1966) og NYSTUEN (1967) oppfattet grovklastiske sandsteiner ved Femunden og i Osen - Jordet-området som denudasjonsprodukter av Trysilhevingen. Senere regionalgeologisk kartlegging har vist at disse høyst sannsynlig tilhører Vangsåsformasjonen (NYSTUEN 1974, 1975 b & c). En enkelt endoceras-førende sandsteinsblokk i Jordet-traktene (P.HOLMSEN & SKJESETH 1966) kan

stamme fra tynne sandige bunnlag i orthocerkalken tilsvarende dem som opptrer i Skjærbekken og Høyberget.

I området Høyberget - Snerta varierer mektigheten av Vardalsandsteinen fra ca 4 til 60 m, mens Ringsakerkvartsitten samtidig veksler fra 0 til ca 10 m (Fig. 3). Orthocerkalken er derfor avsatt på disse enhetene med en klar vinkeldiskordans. I Høyberget er Ekreskiferen bare 5 m mektig, mens Moelvtillitten mangler. Dette kan skyldes tektonisk uttynning under avskyvningen av Osen-dekket (se senere), men kan også avspeile primære stratigrafiske forhold.

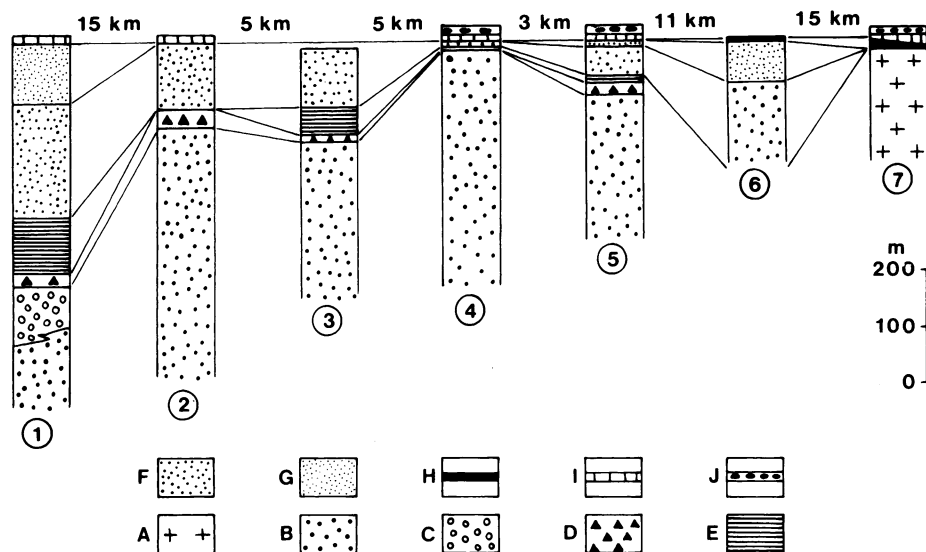


Fig. 3. Forenklet stratigrafisk diagram fra den sentrale del av det østre sparagmittområdet. A = grunnfjell, B = Ringsandstein, C = Osdalkonglomerat, D = Moelvtillitt, E = Ekreskifer, F = Vardalsandstein, G = Ringsakerkvartsitt, H = kambrisk sandstein og skifer, I = orthocerkalk, J = ogygiocarisskifer. 1 = Gammelskarven, 2 = Øvre Skjærbekken, 3 = Nedre Skjærbekken, 4 = Høyberget, 5 = Snerta, 6 = Engerdal, 7 = Drevsjø (se Fig. 2).

Den horisontale forkortning på tvers av strøkretningen er liten innen det sentrale antiklinoriet, men tiltar ut mot sidene hvor den kan gå opp i anslagsvis 50-60 %.

### Kvitvoladekket

Kvitvoladekkets senprekambriske lagrekke (Engerdalgruppen, NYSTUEN 1974) omfatter en karbonatformasjon (dolomitt og magnesitt), en diamiktittformasjon og en nær 1000 m mektig enhet av feltspatisk sandstein, kalksandstein og kvartsitt. Større og mindre linser og flak av øyegneiss og granitt er antatt å være avrevne deler av det krystalline underlaget for de suprakrustale bergartene. Kvitvoladekket er vanligvis korrelert med Särvedekket i Jämtland, men ingen direkte sammenheng eksisterer mellom de to enhetene.

Tektonisk deformasjon og metamorfose er meget varierende, men tiltar generelt fra sør mot nord. Lengst i sør er de arenittiske bergartene så og si udeformerte og umetamorfte, mens de lengst i nord er utviklet som kvarts-muskovittrike hellebergarter med hyppige pegmatittslirer. Isoklinale meso- og mikrofolder og lineasjoner med retning NV-SØ til NNV-SSØ samt foliasjon er tektoniske strukturer eldre enn siste framskyvningsfase. Store og mindre folder med akseretning ØNØ-VSV og nordlig akseplanfall er dannet under selve framskyvningsfasen. Det samme gjelder skjærskiffrighet med samme orientering som akseplanene.

Kvitvoladekket ligger over enheter av Hedmarkgruppen og kambro-ordoviciske lag med en klar strukturell diskordans. Dette gjelder i stor regional skala og i lokal målestokk. I flere områder ligger Kvitvoladekket med et subhorizontalt skyveplan og nærmest flat lagstilling over steiltstående lag med strøkretning helt på tvers av Kvitvoladekkets antatte skyveretning fra NNV mot SSØ (Fig. 5). En skjærskiffrighet (strøk NØ-SV, fall NV) kan være utviklet i de øverste 0.5-2 m av bergartene under dekket. Den strukturelle diskordansen må vise at Kvitvoladekket har blitt skjøvet over et underlag som allerede var foldet og erodert.

I enkelte områder har framskyvningen av Kvitvoladekket ført til en medsløping av underlagets bergarter som nå kan finnes kilt inn langs skjærplan i undre del av dekket. Dette er særlig

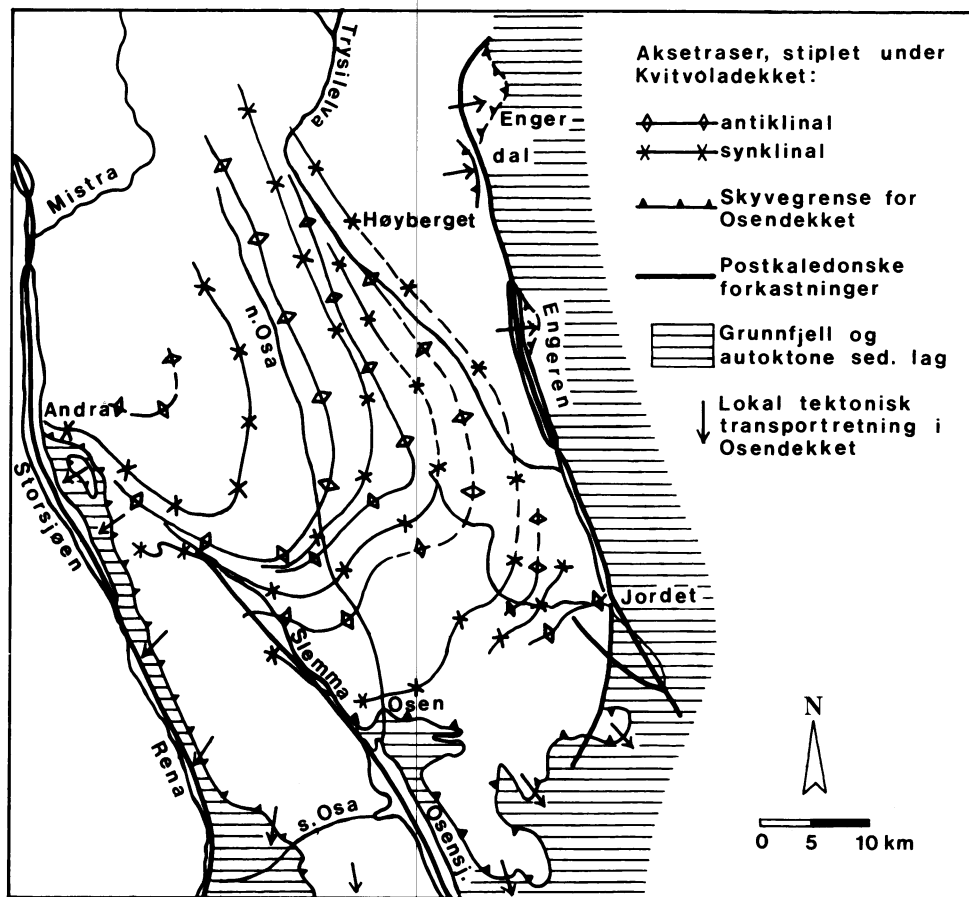


Fig. 4. Aksetraser i det østre sparagmittbassenget og lokale tektoniske transportretninger for Osendekket.

1965) og innen Valdresdekkene (LOESCHKE & NICKELSEN 1968, NICKELSEN 1974).

I flere områder, særlig i den sørlige del, interfererer folder med forskjellige akseretninger. Dette finner en også i Osendekket. Mest vanlig er folder med akseretninger omkring NØ-SV og NNW-SSØ. Foldene omfatter både makro- og mesofolder, og de er vanligvis utviklet i samme stil. Foldene representerer sannsynligvis konjugerte folder utviklet under den regionale sammenpressing av lagene i N-S-retningen.

De kontaktforholdene som her er omtalt meget kort, synes å vise at lokale hevninger må ha funnet sted innen sparagmittbassenget samtidig som deler av den senprekambriske - underordoviciske lagrekken ble avsatt. De hevete områdene har i perioder mottatt lite eller ikke noe klastisk materiale, og tidligere avsatte lag kan ha blitt erodert. Den samlede heving innen lagrekken i Høyberget kan være i størrelsesorden 2-300 m. Størstedelen av dette foregikk i avsetningstiden for Vangsåsformasjonen.

Lokale hevningsstrukturer er kjent i flere av de senpaleozoiske-tertiære grabenstrukturer i Nordsjøen. Dannelsen av disse skyldes dels salt diapirisme, dels tektoniske hevninger av mindre blokker av underlaget (WHITEMAN et al. 1975). Den sistnevnte mekanismen er den sannsynlige for hevingene innen det østre sparagmittbassenget.

Karakteren av Trysilhevingen er etter dette begrenset til en regional epeirogen heving med erosjon som bare har gått maksimalt noen få meter dypt.

#### Kambriske - ordoviciske regionale hevninger

Kjerneboringer ved øst- og sørsiden av det østre sparagmittbassenget har gitt nye informasjon om den autoktone kambriske lagrekken. Den transgressive fasen i Undre Kambrium omfatter flere mindre brudd som tyder på en viss tektonisk ustabilitet omkring sparagmittbassenget.

Et 5-30 cm tykt regresjonskonglomerat danner grensen mellom underkambriske sandstein- og skiferlag og mellomkambrisk svartskifer. Enkelte steder er det rester av svartskifer under konglomeratet. Konglomeratet tilsvare sannsynligvis det såkalte "paradoxides oelandicus-konglomeratet" som er påvist mange steder i Skandinavia. Denne utbredte regresjonen henger trolig sammen med en svak epeirogen heving av det baltiske skjoldet.

Trysilhevingen i undre del av Ordovicium synes å ha artet seg på lignende måte som en heving i begynnelsen av Mellom-Kambrium. Orthocerkalken hviler enten på deler av Vangsås-formasjonen (se foran) eller på ulike stratigrafiske nivåer av kambriske skifer. Orthocerkalken er ikke noen steder innen det østre sparagmittområdet funnet å være avsatt direkte på et under-

lag av grunnfjell.

"Ogygiocarisskifer" utgjør yngste enhet innen det østre sparagmittområdet. Fossilinnhold ved Høyberget indikerer en alder tilsvarende undre del av Mellom-Ordovicium (Llanvirn). Epeirogene eller orogene hevinger i løpet av Ordovicium - Silur har enten resultert i at yngre enheter ikke har blitt avsatt, eller avsatt og erodert før den kaledonske hovedfoldningen satte inn.

## B. KALEDONSKE OROGENE BEVEGELSER

### Osendekket

Betegnelsen "Kvartssandsteinsdekket" (SCHIØTZ 1902) er på NGU's nye kartserie i målestokk 1:50 000 erstattet med "Osendekket" som formelt navn på det skyvedekket som opptrer i randen av sparagmittområdet i Sør-Norge (A.BJØRLYKKE 1973 a & b, NYSTUEN 1974). OFTEDAHL (1974) kalte dekket for "Elverumsdekket". Traktene omkring Osensjøen dannet et sentralt nøkkelområde for Schiøtz's (1902) klargjøring av dekkets tektoniske stilling. I Sverige er fjellkjederandens "kvartsit-skoller" tilsvarende tektonostratigrafiske enheter.

Ved de begynnende kaledonske sammenpresninger i sparagmittområdet oppsto flere dislokasjonsplan innen den bassengavsatte lagrekken, og en decollementfoldning fant sted for enhetene over avløsningshorisontene.

Osendekket ble avskjøvet vesentlig langs et hoveddislokasjonsplan i eller nær Ekreskifernivået, og mesteparten av dekket består derfor av Vangsåsformasjonen. I flere områder, så som ved Osa og øst for Storsjøen (Fig. 2), finner en imidlertid at eldre enheter helt ned til Ringformasjonen og Eltakalken har tatt del i avskyvningen. En så dyp avrivning synes å ha skjedd langs kanten av bassenget idet deler av grunnfjellsunderlaget kan finnes skjøvet med i sålen av dekket (Åversjødalen, øst for Femunden, øst for Engerdalen, ved s. Osa, øst for Storsjøen). De avrevne krystalline bergartene er av samme type som de lokale autoktone grunnfjellsbergartene.

Fra Slemdalen til Osdalen kan Osendekkets bergartsenheter

følges fra overskjøvet til riktig stratigrafisk posisjon, men med lokale stratigrafiske forstyrrelser langs avløsningshorisonten i Ekreskifer - Moelvtillitt-nivået.

I nord har Vangsåsformasjonen ( $\pm$  grunnfjellsunderlag) blitt skjøvet mot SØ over Moelvtillitt og Ringsakerkvartsitt som er avsatt på grunnfjellsvinduene. Dekket som er tektonostratigrafisk ekvivalent til Osendekket, må stamme fra et avsetningsområde nord for vinduene, men har karakter av å være korttransportert.

Osendekket i området øst for Femunden og tilgrensende strøk av Idre har likeledes blitt skjøvet mot SØ (10-50 km?) over autoktone kambro-ordoviciske lag.

Ved de øvrige øst-, sør- og vestsider av bassenget har Osendekket blitt skjøvet utover sidene og i retninger omtrent loddrett på den lokale bassengavgrensning (Fig. 4). Skyvelengdene målt i disse retningene kan grovt anslås til å variere fra ca 5 til minimum 40 km.

Den tektoniske stil innen Osendekket omfatter (a) store åpne og konsentriske syn- og antiklinaler, (b) foldeforkastninger og skjellstruktur med steile imbrikasjonsplan og (c) skyvninger med slakthellende skyveplan.

### Foldning av bassenglagrekken

Den del av lagrekken som lå under Osendekkets avløsningsplan tok del i foldningene samtidig med og i siste fase av Osendekkets avskyvning. Dette vises av en stor grad av konformitet mellom hovedstrukturmønsteret i Osendekket og i de underliggende enhetene.

Storstrukturene i denne parautoktone del av lagrekken omfatter et stort antiklinorium i den sentrale og nordlige del av området, og et synklinoriumbelte som kan følges fra øst til vest rundt sørsiden av bassenget (Fig. 2 & 4). Foldningsaksene følger stort sett bassenggrensene, mens akse- og skyveplan viser et generelt fall inn mot bassenget. Liksom for Osendekket viser dette en tektonisk massetransport ut til sidene av bassenget, og at en opprinnelig traugmorfologi i underlaget har bestemt de tektoniske strukturene. Et ganske tilsvarende strukturmønster finner en i det vestre sparagmittbassenget (se f.eks. K.BJØRLYKKE